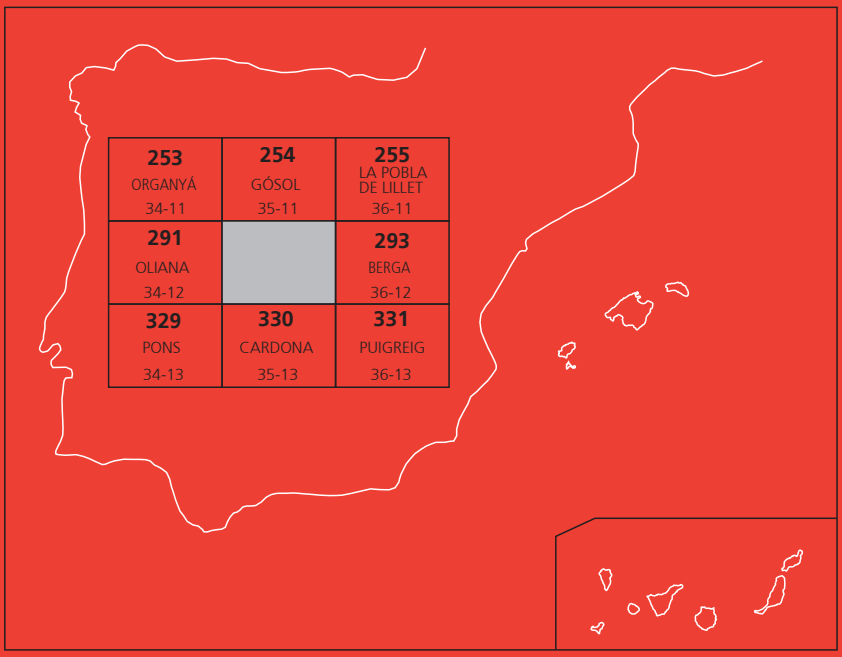
Instituto Geológico
y Minero de España

292
35-12

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SANT LLORENÇ DE MORUNYS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANT LLORENÇ DE MORUNYS

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: 836-20-017-7
ISBN: 978-84-9138-100-6
Depósito legal: M-25021-2020

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

Las presentes Hoja y Memoria (Sant Llorenç de Morunys -292), han sido realizadas por un equipo del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). La memoria ha sido posteriormente revisada, actualizada y adaptada por un equipo coordinado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía geológica:

- Carme Puig i Civera. Coordinación
- Eulàlia Pi i Palomés
- Josep Maria Samsó Escolá
- Eloi Saula i Briansó
- Albert Martínez Rius
- L. Vilella

Memoria:

- Lluìs Ardèvol i Oró. Actualización y adaptación de la memoria
- Xavier Solé i Pont. Actualización y adaptación de la memoria
- Joan Escuer Solé
- Albert Martínez Rius
- Carme Puig i Civera

Cuaternario y geomorfología:

- Joan Escuer Solé. Geomorfologia
- Jaume Casanovas Petanas. Cuaternario

Paleontología

- Esmeralda Caus i Gracia (UAB)
- Josep Maria Samsó Escolá

Asesores puntuales

- Jaume Vergés i Masip (GEO3BCN-CSIC). Tectónica
- Valentí Turu i Michels (Igeotest Andorra). Geomorfología
- Maria Victòria Colomer (ACA). Hidrogeología

Coordinación y Dirección:

- Alejandro Robador Moreno (IGME, 2020)
- Xavier Berástegui Batalla (ICGC, 2003)
- Antonio Barnolas Cortinas (IGME, 2003)

Referencias bibliográficas

Referencia bibliográfica para citar la Memoria:

Ardèvol, Ll., Solé, X., Escuer, J., Martínez, A., Puig, C. y Samsó, J.Mª (2020). Memoria de la Hoja nº 292 (Sant Llorenç de Morunys). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME, 100 p.

Referencia Bibliográfica para citar el Mapa Geológico:

Puig, C., Pi, E., Samsó, J. Mª., Saula, E., Martínez, A., Vilella, L. y Caus, E. (2020). Mapa geológico de la Hoja nº 292 (Sant Llorenç de Morunys). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

Referencia Bibliográfica para citar el Mapa Geomorfológico:

Escuer, J. y Casanovas, J. (2020). Mapa Geomorfológico de la Hoja nº 292 (Sant Llorenç de Morunys). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 14
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 14
1.2. SITUACION GEOLÓGICA 15
1.3. ANTECEDENTES 16

2. ESTRATIGRAFÍA 17
2.1. MESOZOICO 17
2.1.1. Triásico 18
2.1.1.1. Calizas tableadas (1). Facies Muschelkalk. Triásico Medio 18
2.1.1.2. Lutitas versicolores con yesos y carniolas (2). Facies Keuper. Triásico Superior 18
2.1.2. Jurásico 18
2.1.2.1. Calizas tableadas, localmente dolomitizadas (3). Lías Inferior. Jurásico Inferior 19
2.1.2.2. Margas con *Gryphaea*, calizas con oolitos y calizas dolomíticas (4). Jurásico Inferior-Medio 19
2.1.2.3. Dolomías grises y margocalizas (5). Dogger. Jurásico Medio 19
2.1.3. Cretácico Superior 19
2.1.3.1. Microconglomerados, areniscas arcósicas, brechas, margocalizas y calizas margosas (6). Fm Adraén. Santoniense-Campaniense 20
2.1.3.2. Calizas bioclásticas rosadas y calizas micríticas (7). Fm Bona. Campaniense-Maastrichtiense 20
2.1.3.3. Calizas detríticas con cuarzo, calcarenitas y calizas con nódulos de sílex (8). Campaniense-Maastrichtiense 20
2.1.3.4. Calizas detríticas (9a). Campaniense-Maastrichtiense 21
2.1.3.5. Calizas y margocalizas ocres (9b). Campaniense-Maastrichtiense 21
2.1.3.6. Calizas micríticas, lutitas rojas y areniscas (10). Facies Garumniense. Maastrichtiense 22

2.2. TERCIARIO 22
2.2.1. Paleoceno..... 23
2.2.1.1. Calizas micríticas blancas (11). Calizas de Vallcebre. Facies Garumniense. Daniense..... 23
2.2.1.2. Lutitas rojas, calizas con intraclastos y paleosuelos (12). Facies Garumniense. Selandiense-Thanetiense 23
2.2.1.3. Lutitas rojas con calizas micríticas blancas en la base (13). Facies Garumniense. Daniense-Thanetiense 24
2.2.2. Eoceno de las unidades alóctonas..... 24
2.2.2.1. Ilerdiense (Thanetiense terminal-Ypresiense inferior)-Luteciense inferior 24
2.2.2.1.1. Calizas con alveolinas (14). Fm Cadí. Ypresiense inferior..... 25
2.2.2.1.2. Margas grises y lutitas (15). Fm Sagnari. Ypresiense inferior..... 26
2.2.2.1.3. Areniscas y calizas micríticas y margas (16). Fm Corones. Ypresiense medio 26
2.2.2.1.4. Calizas micríticas (17). Fm La Penya inferior. Ypresiense superior 26
2.2.2.1.5. Calizas con macroforaminíferos (18). Fm La Penya superior. Luteciense inferior..... 26
2.2.2.2. Luteciense inferior 27
2.2.2.2.1. Margas grises y ocres en alternancia rítmica de areniscas (19). Fm Vallfogona. Luteciense inferior..... 27
2.2.2.2.2. Calizas grises con miliólidos (20). Calizas de la Pedra. Luteciense inferior 27
2.2.2.2.3. Yesos blancos (21). Fm Yesos de Beuda. Luteciense inferior..... 27
2.2.2.2.4. Conglomerados con cantos de caliza (22). Fm Brecha de Queralt. Luteciense inferior 28
2.2.2.2.5. Calizas micríticas (23). Luteciense inferior 28
2.2.2.3. Luteciense medio-superior 28
2.2.2.3.1. Conglomerados, areniscas y calizas (24). Fm Coubet. Luteciense medio..... 28
2.2.2.3.2. Areniscas bioclásticas (25). Fm Coubet. Luteciense medio 29
2.2.2.3.3. Conglomerados angulosos de origen local (26). Luteciense medio-superior 29

2.2.2.3.4. Conglomerados y areniscas conglomeráticas (27). Luteciense medio-superior 29
2.2.2.3.5. Lutitas marrón-rojizas y areniscas conglomeráticas (28). Luteciense medio-superior 30
2.2.2.3.6. Calizas beige (c) y margas azules (29). Luteciense superior 30
2.2.3. Eoceno del antepaís..... 30
2.2.3.1. Luteciense superior-Bartoniense..... 31
2.2.3.1.1. Margas y lutitas grises (30). Luteciense superior 31
2.2.3.1.2. Calizas nodulosas (31). Luteciense superior 31
2.2.3.1.3. Areniscas y lutitas rojas (32). Luteciense superior-Bartoniense..... 31
2.2.3.1.4. Areniscas grises, margas y lutitas (33). Bartoniense inferior..... 31
2.2.3.1.5. Calizas pararrecifales (34). Bartoniense inferior..... 32
2.2.3.1.6. Margas y limos grises (35). Fm Margas de Igualada. Bartoniense superior 32
2.2.3.1.7. Calizas pararrecifales y margas (36). Fm Tossa. Bartoniense superior 32
2.2.3.1.8. Areniscas y limos (37). Fm Vespella. Bartoniense..... 33
2.2.3.1.9. Areniscas y conglomerados (38). Bartoniense-Priaboniense 33
2.2.3.2. Priaboniense. Sistemas aluviales 1 y 2 33
2.2.3.2.1. Lutitas rojas con paleocanales de areniscas y conglomerados (39). Priaboniense inferior..... 34
2.2.3.2.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (40). Priaboniense inferior 34
2.2.3.2.3. Areniscas, conglomerados y lutitas (41). Priaboniense inferior 35
2.2.3.2.4. Conglomerados y brechas (42). Priaboniense inferior... 35
2.2.4. Oligoceno de las unidades alóctonas 35
2.2.4.1. Conglomerados, lutitas y areniscas conglomeráticas (43). Priaboniense-Rupeliense 36
2.2.4.2. Lutitas, areniscas conglomeráticas y conglomerados (44). Priaboniense-Rupeliense 36
2.2.4.3. Conglomerados de origen local (45). Priaboniense-Rupeliense .. 36
2.2.5. Oligoceno del antepaís 36

2.2.5.1. Sistema aluvial 3. Rupeliense 37
2.2.5.1.1. Brechas, conglomerados, areniscas y lutitas (46). Rupeliense 37
2.2.5.1.2. Lutitas rojas con paleocanales de areniscas y de conglomerados (47). Rupeliense..... 37
2.2.5.1.3. Areniscas, arcillas rojas y paleocanales de conglomerados (48). Rupeliense..... 38
2.2.5.1.4. Conglomerados polimícticos (49). Rupeliense..... 38
2.2.5.1.5. Brechas monomícticas (50). Rupeliense 38
2.2.5.2. Sistema aluvial 4. Rupeliense 39
2.2.5.2.1. Lutitas y areniscas con algún paleocanal de conglomerados (51). Rupeliense..... 39
2.2.5.2.2. Conglomerados polimícticos (52). Rupeliense..... 39
2.2.5.3. Sistema aluvial 5. Chattiense 40
2.2.5.3.1. Arcillas y areniscas (53). Chattiense 40
2.2.5.3.2. Areniscas y arcillas con algún paleocanal de conglomerados (54). Chattiense..... 40
2.2.6. Neógeno 40
2.2.6.1. Gravas y arenas (55). Fm Lladurs. Plioceno 40
2.3. CUATERNARIO 41
2.3.1. Pleistoceno-Holoceno 41
2.3.1.1. Limos con cantos dispersos (56). Glacis. Pleistoceno-Holoceno.. 41
2.3.1.2. Gravas con matriz arenosa (58). Terrazas altas. Pleistoceno-Holoceno 41
2.3.1.3. Masas desprendidas, materiales heterométricos (60). Deslizamientos. Pleistoceno-Holoceno 42
2.3.1.4. Gravas angulosas y brechas con matriz lutítica (62). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno 42
2.3.2. Holoceno..... 42
2.3.2.1. Gravas, arenas y limos (57). Fondo de valle poligénico. Holoceno..... 42
2.3.2.2. Gravas y arenas (59). Fondo de valle y terraza actual. Holoceno 42
2.3.2.3. Gravas y bloques angulosos (61). Canchales. Holoceno 43
3. TECTÓNICA 43
3.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LOS PIRINEOS 43
3.2. LOS PIRINEOS ORIENTALES 44

3.3. UNIDADES ESTRUCTURALES ALPINAS DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL MANTO DEL CADÍ 44
3.3.1. Manto del Cadí 45
3.3.2. Lámina del Port del Comte 46
3.3.3. Láminas de Queralt 46
3.3.4. Manto de la sierra del Verd 50
3.3.5. Manto superior del Pedraforca 51
3.4. LA CUENCA DEL EBRO 51
3.4.1. Discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys y sinclinal de Busa 52
3.4.2. Anticlinal de Puig-reig 54
3.5. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS 54
3.5.1. Eoceno inferior 55
3.5.2. Eoceno medio 55
3.5.3. Eoceno superior-Oligoceno 55
4. GEOMORFOLOGÍA 56
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 56
4.2. ANTECEDENTES 56
4.2.1. Génesis del relieve y glaciarismo 58
4.2.2. Procesos gravitacionales 58
4.2.3. Dinámicas hidrológicas 59
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 59
4.3.1. Estudio morfoestructural 59
4.3.1.1. Unidades morfoestructurales 59
4.3.1.1.1. Unidades alóctonas 59
4.3.1.1.2. Unidades del antepaís 60
4.3.1.2. Formas estructurales 61
4.3.2. Modelado y formaciones superficiales 61
4.3.2.1. Formas de ladera 62
4.3.2.2. Formas fluviales 62
4.3.2.3. Formas poligénicas 62
4.3.2.4. Formas kársticas 63
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA 63
4.4.1. Oligoceno-Plioceno 63
4.4.2. Pleistoceno 66

4.4.3. Holoceno 67
4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 67
4.5.1. Corrientes de derrubios y deslizamientos 68
4.5.2. Erosión y transporte de sedimento 69
5. HISTORIA GEOLÓGICA 70
5.1. ETAPA DE SUBSIDENCIA TERMAL: TRIÁSICO MEDIO-SUPERIOR (~247-208 MA) 70
5.2. ETAPA DE MARGEN PASIVO: TRIÁSICO TERMINAL-JURÁSICO MEDIO (~208-163 MA) 71
5.3. ETAPA DE "RIFTING": JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR (~163-97 MA) 71
5.4. ETAPA DE MARGEN PASIVO: CENOMANIENSE-SANTONIENSE INFERIOR (~97-85 MA) 71
5.5. ETAPA DE CUENCAS DE ANTEPAÍS: SANTONIENSE SUPERIOR-EOCENO MEDIO (~85-47 MA) 71
5.6. LA FASE ALPINA: EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO (~47-23 MA) 72
5.7. DISTENSIÓN NEÓGENA Y FORMACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL (~23-0 MA) 72
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA 73
6.1. MINERÍA 73
6.1.1. Minerales metálicos 73
6.1.1.1. Mineralizaciones de cobre (Cu) 73
6.1.2. Minerales no metálicos 73
6.1.3. Minerales energéticos 73
6.2. CANTERAS 74
6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS 74
6.3.1. Área 1. Mesozoico y Paleógeno marino del Port del Comte 75
6.3.1.1. Zona 1.1. Unidades terrígenas 75
6.3.1.2. Zona 1.2. Unidades calcáreas y dolomíticas 75
6.3.1.3. Zona 1.3. Unidades margosas 75
6.3.2. Área 2. Terciario de las unidades alóctonas 75
6.3.2.1. Zona 2.1. Lutitas con intercalaciones competentes 76
6.3.2.2. Zona 2.2. Conglomerados 76
6.3.2.3. Zona 2.3. Margas 76
6.3.2.4. Zona 2.4. Calizas 76
6.3.3. Área 3. Terciario marino del antepaís 77
6.3.3.1. Zona 3.1. Areniscas 77
6.3.3.2. Zona 3.2. Margas 77

6.3.4. Área 4. Terciario continental del antepaís 77
6.3.4.1. Zona 4.1. Lutitas 77
6.3.4.2. Zona 4.2. Conglomerados 77
6.3.5. Área 5. Formaciones superficiales 78
6.3.5.1. Zona 5.1. Gravas 78
6.3.5.2. Zona 5.2. Arcillas y limos 78
6.4. HIDROGEOLOGÍA 78
6.4.1. Climatología 78
6.4.2. Las aguas superficiales 79
6.4.3. Las aguas subterráneas 79
6.4.3.1. Unidades hidrogeológicas 79
6.4.3.1.1. Área mesozoica y cenozoica del Pedraforca (Área 116).. 80
6.4.3.1.2. Área del Oligoceno detrítico de Solsona (Área 205) 80
6.4.3.2. Características hidrogeológicas y uso del agua 80
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO 82
7.1. RUDISTAS DEL COLL DE JOU 83
7.2. DISCORDANCIAS DE AIGUA DE VALLS 83
7.3. RETROCABALGAMIENTO DE LLINARS 83
7.4. YESOS DE GUIXERS 84
7.5. DISCORDANCIA PROGRESIVA DE SANT LLORENÇ DE MORUNYS (GEOZONA 152).... 84
7.6. ANTICLINAL DE PUIG-REIG 84
7.7. PLATAFORMAS RESIDUALES DE LLADURS 84
7.8. KARST DEL SERRAT DE LA BÒFIA 84
7.9. AVENC MONTSERRAT UBACH (GEOTOPO 171) 85
7.10. CEMENTERIO MODERNISTA DE OLIUS 85
8. BIBLIOGRAFÍA 85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Sant Llorenç de Morunys se sitúa en el sector occidental de los Pirineos orientales, que se extienden entre el río Segre y el mar Mediterráneo. Se distribuye entre las comarcas del Solsonès (Lleida) y Berguedà (Barcelona) y forma parte de los Prepirineos, dentro de la subunidad de las **Sierras interiores orientales** (Figura 1). Orográficamente, tres alineaciones montañosas cruzan la Hoja transversalmente. Al norte destacan macizos que sobrepasan los 2.000 m (el Port del Comte, los Rasos de Peguera), en la franja central dominan los relieves en mesa con alturas máximas de unos 1.500 m (Mola de Lord, sierra de Busa), y el sector meridional presenta relieves tabulares suaves inferiores a los 1.000 m. El límite meridional de la Hoja entra en la subunidad **Altiplanos y planas centrales del sistema mediterráneo**.

La mayor parte de la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del río Llobregat (**Cuencas internas catalanas**), a través de su afluente, el río Cardener, que nace en el macizo del Port del Comte y cruza la Hoja de norte a sur en su mitad occidental. Está regulado por los embalses de la Llosa del Cavall y Sant Ponç, cuya cola alcanza el límite meridional de la Hoja, y recoge las aguas del río Aigua de Valls y, aguas abajo de la Hoja, del río Aigua d'Ora y de las rieras de Tentellatge, Montmajor y Montclar. El borde noroccidental de la Hoja drena al río Ribera Salada, afluente del río Segre (**Cuenca del Ebro**).

Al sur de la Hoja el clima es mediterráneo templado seco, pasando hacia el norte a húmedo templado. Las zonas montañosas por encima de los 1.500 m tienen un régimen climático subalpino.

Los núcleos de población son pequeños y se encuentran diseminados a lo largo de los valles de los cursos fluviales principales. Sant Llorenç de Morunys y Olius se emplazan al norte y sur, respectivamente, del valle del río Cardener, Llinars en el del río Aigua d'Ora y Montclar y Espunyola en la riera de Montclar. Algunos pueblos se sitúan en planicies elevadas, como Lladurs, Montmajor y Capolat. La carretera C-26, de Berga a Solsona, constituye el eje de comunicación entre las localidades del sector suroriental, la C-462 discurre a lo largo del valle del río Cardener, uniendo Sant Llorenç de Morunys con Solsona, y la LV-4241 es una carretera de montaña que cruza la Hoja de este a oeste, enlazando Sant Llorenç de Morunys y Berga.

Más de dos tercios de la superficie de la Hoja corresponden a suelo forestal y la superficie cultivada se concentra en los extremos meridionales. La población se ha estabilizado en el siglo XXI en unos 2.500 habitantes, con una densidad demográfica media de 5 habitantes/km^2. El sector agrícola, la ganadería y el cultivo de secano, mayoritariamente, y la explotación forestal aglutinan la mayor parte de la actividad económica. El resto se reparte entre una escasa industria y el sector de servicios, especialmente vinculado al esquí, con estaciones en los macizos de los Rasos de Peguera y del Port del Comte (Hoja de Gósol, nº 254).

Fig 1. Mapa de unidades del relieve de Catalunya (ICGC, 2010). El recuadro indica la situación de la Hoja.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La extensión de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys se reparte entre dos grandes dominios estructurales, los **Pirineos orientales** y el **Antepaís surpirenaico deformado**, separados por el cabalgamiento de Vallfogona. Su tercio septentrional está constituido por los flancos frontales de los mantos de corrimiento de los Pirineos orientales: manto del Cadí-lámina del Port del Comte, láminas de Queralt (sierras de Pratformiu, Guixers y dels Lladres) y manto de la sierra del Verd (macizo de los Rasos de Peguera). Estas unidades presentan pliegues de orientación noreste-sudoeste en la mitad occidental, y pliegues de orientación ONO-ESE en la mitad oriental.

La sucesión mesozoica es muy incompleta y está compuesta por materiales del Keuper y del Jurásico Inferior a Medio sobre los que reposa directamente el Cretácico Superior, y aflora en las tres unidades alóctonas, pero mayoritariamente en el macizo de los Rasos de Peguera. La unidad del Port del Comte presenta una sucesión calcárea del Eoceno inferior. Las láminas de Queralt incorporan series conglomeráticas paleógenas sintectónicas.

Los dos tercios meridionales de la Hoja forman parte del dominio del antepaís deformado del orógeno pirenaico y se estructuran de norte a sur en un pliegue sinclinal asimétrico sintectónico (sinclinal de Busa) y un amplio antiforme (anticlinal de Puig-reig). La serie se inicia en el Eoceno marino (Luteciense-Bartoniense) sobre el que se dispone una sucesión aluvial de carácter continental de varios miles de metros de espesor, que se prolonga hasta el Oligoceno superior.

1.3. ANTECEDENTES

El sector de Sant Llorenç de Morunys no ha recibido una especial atención por parte de la comunidad científica, con excepción del notable ejemplo de la discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys. Sin embargo, los Pirineos orientales y, en concreto, la vecina Hoja de Gósol (nº 254) si albergan multitud de estudios geológicos. A continuación, se relacionan los principales trabajos y equipos de investigación de una forma general, que se completarán con unas referencias bibliográficas específicas en cada epígrafe de la memoria.

En la primera mitad del siglo XX, los Pirineos orientales son objeto de estudios regionales, como los de JACOB *et al.* (1927), DALLONI (1930), ASHAUER (1934), que presentan cartografías a escala 1:400.000 y 1:300.000, respectivamente, y BOISSEVAIN (1934). Hacia mediados de siglo, ALMELA y RIOS (1947) y L. SOLÉ SABARÍS y colaboradores realizan las primeras Hojas para el IGME a escalas 1:200.000 y 1:50.000. Una siguiente fase de investigación se realiza en los años 60 y 70, en la que destacan los trabajos de GUÉRIN-DESJARDINS y LATREILLE (1962), que aportan una cartografía a escala 1:100.000, HARTEVELT (1970) y SOLÉ SUGRAÑES (1970).

A partir de los años 70, los estudios ya se focalizan en determinadas series o sistemas. El Triásico Medio y Superior es estudiado por CALVET *et al.* (2004). El Jurásico y el Cretácico Inferior reciben atención por parte de RAT (1966), PEYBERNÈS (1976, 1991) y FAURÉ (1984). En el Cretácico publican SOUQUET (1967), MEY *et al.* (1968), que definen las unidades litoestratigráficas, MOERI (1977), BILOTTE (1978, 1985) y ROSELL y LLOMPART (1982), que revisan las formaciones cretácicas. Desde el punto de vista paleontológico cabe citar los trabajos de MARTÍNEZ y VICENS (1987-88), que estudian las faunas de ammonites, CAUS *et al.* (1990), que establecen la bioestratigrafía en la vecina vall d'Alinyà (Hoja de Organyà, nº 253), y VICENS (1992), que estudia los rudistas. PONS y CAUS (1996) sintetizan el conocimiento paleontológico del Cretácico Superior pirenaico.

El Paleógeno constituye el sistema que ha suscitado mayor interés, especialmente desde el punto de vista bio- y cronoestratigráfico. En este sentido cabe destacar los trabajos de ROSELL *et al.* (1973), LUTERBACHER *et al.* (1991), BURBANK *et al.* (1992a, b), pioneros en la utilización de la magnetoestratigrafía, TOSQUELLA (1995), TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), SERRA-KIEL *et al.* (1998, 2003a, b), TABERNER *et al.* (1999), BEAMUD *et al.* (2003), COSTA (2011) y COSTA *et al.* (2013). Entre los trabajos de carácter más estratigráfico y sedimentológico pueden citarse los de BETZLER (1989a, b), que describe las sucesiones cenozoicas del Cadí, COSTA MERCADAL (1989), que estudia las turbiditas de Vallfogona, GILHAM y BRISTOW (1998), que interpretan las calizas eocenas como una rampa, BARNOLAS (1992), que describe la evolución de la cuenca eocena, GIMÉNEZ-MONTSANT (1993), que estudia las formaciones deltaicas, y CARRILLO *et al.* (2014), que analizan las formaciones yesíferas.

Desde el punto de vista estructural, en el ámbito de la presente Hoja y de la vecina Hoja de Gósol (nº 254), que van estrechamente ligadas, cabe destacar el trabajo de SÉGURET (1972), que introduce el manto del Pedraforca, y los posteriores estudios de J. VERGÉS, A. MARTÍNEZ y colaboradores (por ejemplo, VERGÉS, 1993), así como las de J. ULLASTRE y colaboradores, que hacen también aportaciones estratigráficas regionales (por ejemplo, MASRIERA y ULLASTRE, 1985). Los trabajos de GROOL *et al.* (2018) y DÍAZ *et al.* (2018) integran las estructuras geológicas de la Hoja dentro de modelos geodinámicos de carácter cortical del orógeno pirenaico oriental. La tendencia actual en la investigación estructural se basa en gran medida en la geoquímica: termocronología (RUSHLOW *et al.*, 2013), paleomagnetismo (PUEYO *et al.*, 2016), análisis de isótopos (ODLUM *et al.*, 2019) y microscopía óptica y catodoluminiscencia (CRUSET *et al.*, 2019).

De referencia fundamental son también las cartografía geológicas de la Serie MAGNA del IGME a escala 1:50.000 de las Hojas de Berga, nº 293 (MATÓ *et al.*, 1994), la Pobla de Lillet, nº 255 (VERGÉS *et al.*, 1994) y Oliana, nº 291 (BERÁSTEGUI *et al.*, 2017); así como las cartografías geológicas del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya a escala 1:25.000 de los cuadrantes de la Pobla de Lillet, nº 255-1-2 (MARTÍNEZ *et al.*, 2013), Berga, nº 293-1-1 (TALLADA *et al.*, 2017) y Gironella, nº 293-1-2 (CASANOVAS *et al.*, 2019).

2. ESTRATIGRAFÍA

El registro sedimentario de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys abarca desde el Mesozoico al Cuaternario. La sucesión mesozoica es muy incompleta puesto que falta el Jurásico Superior, el Cretácico Inferior y la parte baja del Cretácico Superior. El registro cenozoico es completo y muy potente, especialmente el del Eoceno, de forma que 45 de las 62 unidades cartográficas son cenozoicas. A grandes rasgos, pueden distinguirse tres dominios estratigráficos:

- Mesozoico: presente en el macizo de los Rasos de Peguera, sierra de Pratformiu y macizo del Port del Comte.
- Cenozoico de las unidades alóctonas: macizo del Port del Comte, sierra de Pratformiu, sector de Montcalb y sierra dels Lladres.
- Cenozoico del antepaís: representado desde el paralelo de Sant Llorenç de Morunys hacia el sur.

2.1. MESOZOICO

Las unidades mesozoicas están presentes en el tercio septentrional de la Hoja formando parte de los flancos meridionales de las siguientes unidades alóctonas:

- Manto de la sierra del Verd (macizo de los Rasos de Peguera). Esta unidad presenta la serie más completa, compuesta por materiales del Triásico, Lías, Dogger y del Senoniense, este último predominantemente calcáreo y dispuesto en forma discordante sobre los anteriores.

– Láminas de Queralt (sierra de Pratformiu), que incluyen unidades del Jurásico y la parte basal del Senoniense.

– Lámina del Port del Comte, con unidades del Senoniense que se disponen de forma discordante sobre el Triásico.

2.1.1. Triásico

De los cuatro conjuntos litoestratigráficos del Triásico de los Pirineos: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Rhaetiense, en la Hoja sólo se reconocen los dos intermedios (unidades 1 y 2), en el anticlinal de Odèn (el Port del Comte) y al sur del macizo de los Rasos de Peguera.

2.1.1.1. Calizas tableadas (1). Facies Muschelkalk. Triásico Medio

Las calizas de la facies Muschelkalk aparecen en forma de bloques inmersos dentro de los materiales de la facies Keuper (2). Se trata de calizas de color gris-claro y textura "mudstone" con una fina laminación horizontal, y con una potencia que se estima en algunas decenas de metros. En la parte alta de la unidad se observan niveles poco potentes de calizas y dolomías con laminación criptoalgal, o con pseudomorfos de yeso lensoidales y cúbicos, e intercalaciones poco importantes de margas. Localmente se reconocen horizontes de acumulación de bivalvos.

Estas facies se interpretan como sedimentos de plataforma carbonatada restringida y llanura mareal somera, mientras que los niveles más altos reflejarían depósitos de "sebhka" carbonática. CALVET y ANGLADA (1987) sitúan estos materiales en la unidad de "Calizas y dolomías tableadas" del Ladiniense superior.

2.1.1.2. Lutitas versicolores con yesos y carniolas (2). Facies Keuper. Triásico Superior

Los depósitos de facies Keuper, englobados por MEY *et al.* (1968) en la Fm Pont de Suert, corresponden a lutitas de colores rojizos, localmente grises y verdosos, que intercalan niveles de yesos oscuros laminados, yesos sacaroideos blanquecinos, y margodolomías y carniolas, éstas más abundantes a techo. Estas facies se interpretan como depósitos de "sebkha" costera hipersalina, y su edad, determinada mediante palinología, oscila entre el Carniense y el Rhaetiense (CALVET *et al.*, 1993).

2.1.2. Jurásico

La sucesión jurásica se encuentra desigualmente erosionada bajo el Cretácico Superior, y aflora en el núcleo del anticlinal de la sierra de Pratformiu y al sur del macizo de los Rasos de Peguera, donde la serie es más completa. En estos sectores la sucesión se inicia con el Lías calcáreo (unidad 3) y margoso (unidad 4), unidades sobre las que descansan las dolomías del Dogger (unidad 5).

2.1.2.1. Calizas tableadas, localmente dolomitizadas (3). Lías Inferior. Jurásico Inferior

Esta unidad presenta contactos concordantes a muro con la unidad de facies Keuper (2), y a techo con las margas del Lías superior (4). Está constituida por calizas micríticas bien estratificadas, de color gris-oscuro, ocasionalmente dolomitizadas y a veces con interbancos margosos, con una potencia máxima es de unos 100 m. La parte superior muestra una estratificación más masiva e intervalos de aspecto brechoide. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma carbonática somera, y su edad se sitúa entre el Hettangiense y el Pliensbachiense (PEYBERNÉS, 1976).

2.1.2.2. Margas con Gryphaea, calizas con oolitos y calizas dolomíticas (4). Jurásico Inferior-Medio

Esta unidad está integrada por tres tramos litológicos:

- Un tramo inferior de unos 20 m, formado por margas de color gris-oscuro, ocre cuando se alteran, con fauna de ammonites, belemnites, braquiópodos, crinoides y pectínidos.
- Un tramo intermedio de 30 m, formado por calizas oolíticas organizadas en estratos de varios metros de espesor.
- Un tramo superior, de 60 a 75 m, constituido por margas grises nodulosas y calizas dolomíticas de color marrón y aspecto sacaroideo. Las margas incluyen ammonites, braquiópodos y ostreidos del género *Gryphaea*.

Las características litológicas de la unidad y su contenido faunístico y la litología sugieren un ambiente de depósito de rampa carbonática abierta con carácter pelágico, y su edad se estima como Toarciense-Aaleniense.

2.1.2.3. Dolomías grises y margocalizas (5). Dogger. Jurásico Medio

Los materiales del Dogger se disponen de forma concordante sobre los del Lías superior (4), alcanzando una potencia máxima de 120 m. Están formados por dolomías sacaroideas de colores grises y oscuros, masivas, que en ocasiones se encuentran brechificadas e intercalan niveles oolíticos. En la parte inferior se encuentran margocalizas y margodolomías, localmente carniolares. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma carbonática muy somera.

2.1.3. Cretácico Superior

El Cretácico Superior de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys abarca desde el Santoniense al Maastrichtiense, y su base viene indicada por los sedimentos siliciclásticos de la Fm Adraén (unidad 6). La lámina del Port del Comte contiene calizas de la Fm Bona (unidad 7), y las unidades de los Rasos de Peguera y sierra dels Lladres, calizas detríticas y margocalizas de edad Campaniense a Maastrichtiense (unidades 8, 9a y 9b). A techo de esta sucesión se dispone una unidad en facies Garumniense (unidad 10). La nomenclatura litoestratigráfica se deriva de las unidades definidas por SOUQUET (1967) y MEY *et al.* (1968).

2.1.3.1. Microconglomerados, areniscas arcósicas, brechas, margocalizas y calizas margosas (6). Fm Adraén. Santoniense-Campaniense

La Fm Adraén se dispone de forma discordante sobre los materiales de facies Keuper (2) en el sector del macizo del Port del Comte o sobre el Dogger (5) en el macizo de los Rasos de Peguera. En la primera localidad está constituida por unos 10 m de areniscas silíceas, blanquecinas, arcósicas, con cantos dispersos de cuarzo y conglomerados, más abundantes en la parte inferior. En la parte alta las areniscas pueden estar están separadas por lutitas de color gris-oscuro con restos vegetales.

En el macizo de los Rasos de Peguera, esta unidad tiene un espesor de entre 20 y 50 m e intercala calizas detríticas, arenosas y margosas, con restos de rudistas, otros bivalvos, equinodermos y miliólidos (VICENS, 1992). Los conglomerados son de cuarzo, redondeados, de diámetro centimétrico, con matriz cuarzoarenosa de grano grueso, y forman niveles subtabulares de potencia métrica y decimétrica, con base erosiva. Las areniscas configuran capas subtabulares de potencia deci- a métrica y presentan bases con morfología de canal, estratificación cruzada y bioturbación a techo. Estas facies se interpretan como depósitos de sistemas fluviales, fluviodeltaicos y marinos muy someros (MOERI, 1977).

ULLASTRE y MASRIERA (2004) concluyen que el conjunto de facies siliciclásticas tipo Fm Adraén constituyen una unidad diacrónica, cuya edad varía progresivamente de Santoniense superior a Maastrichtiense inferior en sentido noroeste-sureste, según el avance de la transgresión finicretácica.

2.1.3.2. Calizas bioclásticas rosadas y calizas micríticas (7). Fm Bona. Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad se dispone de forma concordante sobre la Fm Adraén (6) en el macizo del Port del Comte. Tiene una potencia de unos 50 m y en ella predominan las calizas bioclásticas, de color ocre-rosado, esparíticas, con texturas "grainstone" y "packstone", granos de cuarzo y estratificación cruzada. La estratificación es masiva en capas de potencia métrica, muy compactas. Las calizas contienen restos de equínidos, briozoos, bivalvos, algas rodofíceas, milólidos, orbitoides y siderolites. Las calizas micríticas se concentran en la parte superior de la unidad y son de textura "wackestone" y "mudstone", con miliólidos, orbitolinas y rotálidos. La unidad se interpreta como depositada en una plataforma carbonática somera con desarrollo de sistemas de barras bioclásticas y zonas protegidas.

2.1.3.3. Calizas detríticas con cuarzo, calcarenitas y calizas con nódulos de sílex (8). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad aflora al sur del macizo de los Rasos de Peguera, donde se dispone de forma concordante sobre la Fm Adraén (6). Está constituida por tres tramos que finalizan a techo en un horizonte ferruginoso:

– El tramo inferior, de unos 100 m de espesor, está compuesto por calizas detríticas con cantos de cuarzo blanco y calizas margosas y contiene rudistas, corales, gasterópodos y equinodermos. La edad de este conjunto es Campaniense inferior-medio.

– El tramo intermedio, que alcanza 150 m de potencia, está formado por calcarenitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados cuarcíticos, y es rico en foraminíferos y restos fragmentados de algas, briozoos, corales, lamelibranquios y equinodermos. Su edad se estima como Campaniense medio-superior.

– El tramo superior, de 60 m de espesor, está formado por calizas micríticas con nódulos de sílex y calizas margosas, y contiene vestigios de gasterópodos, equinodermos, foraminíferos y rudistas (*Hippurites lamarcki*). La edad del tramo es Maastrichtiense.

Las dataciones de estos conjuntos vienen precisadas por las faunas de foraminíferos bentónicos (CAUS y GÓMEZ-GARRIDO, 1989) y rudistas (VICENS, 1992). El medio de depósito de esta unidad se interpreta como una plataforma carbonática somera con aportes siliciclásticos.

2.1.3.4. Calizas detríticas (9a). Campaniense-Maastrictiense

Esta unidad se distribuye por el macizo de los Rasos de Peguera y la sierra dels Lladres, donde se dispone de forma concordante sobre las calizas de la unidad 8. Alcanza una potencia de unos 60 m y se acuña hacia el oeste. Está formada por calizas detríticas que eventualmente intercalan niveles de areniscas y calcarenitas, a veces con estratificación cruzada. Los términos calcareníticos pueden contener restos de gasterópodos, equínidos y ostreidos. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma carbonática y mixta somera.

2.1.3.5. Calizas y margocalizas ocres (9b). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad constituye el techo de la sucesión marina del Cretácico Superior, y se encuentra en la zona de cumbres del macizo de los Rasos de Peguera y de la sierra dels Lladres. Se considera equivalente a la Fm Perles (SOLÉ SUGRAÑES, 1971), y está integrada por dos tramos:

– Un tramo inferior de unos 250 m de espesor, formado por margas y margocalizas de colores ocres, a menudo nodulosas, en alternancias de frecuencia métrica y decimétrica.

– Un tramo superior de unos 60 m de espesor, constituido por calizas en estratos de varios metros de espesor, intercalados entre margocalizas ocres. Abundan los orbitoides, corales y rudistas, entre los que se pueden citar *Hippuritella* sp., *Hippuritella lapeirousei*, *Hippurites lamarki*, *Praeradiolites* sp., *Biradiolites chaperi*, *Hippurites radiosus*, y *Mitocaprina* sp. (VICENS, 1992). También contiene niveles de concentración de grandes equínidos. Estas facies se pueden interpretar como depósitos de una plataforma carbonática externa que prograda sobre una rampa pelágica (tramo inferior).

2.1.3.6. Calizas micríticas, lutitas rojas y areniscas (10). Facies Garumniense. Maastrichtiense

Los depósitos de facies Garumniense son incluidos por MEY *et al.* (1968) en la Fm Tremp. Se trata de un conjunto de sedimentos continentales, con predominio de arcillas de colores rojizos, que se encuentra comprendido entre las rocas carbonatadas marinas del Cretácico y del Terciario, de forma que incluyen el límite Cretácico-Paleógeno (K/Pg). Este límite permite subdividir el conjunto en un tramo inferior de edad Maastrichtiense (unidad 10), y un tramo superior de edad paleocena (unidades 11 a 13).

En el macizo de los Rasos de Peguera y en la sierra dels Lladres, la unidad 10 se dispone de forma concordante sobre las margocalizas y calizas de la unidad 9b, y está formada por lutitas de colores rojizos, localmente grises, con una potencia máxima de 150 m. Esta sucesión intercala niveles métricos de margas, margocalizas y calizas micríticas, más comunes hacia la parte inferior, y suelos calcimorfos y areniscas, más abundantes y potentes hacia la parte superior (ULLASTRE y MASRIERA, 1998). La base de esta unidad está compuesta por un tramo de unos 20 m de calizas micríticas con carófitas y ostrácodos, margas arcillosas oscuras con restos vegetales carbonizados y limonitizados y, capas de lignito que incluyen restos fósiles de dinosaurios.

En el macizo del Port del Comte, la unidad 10 alcanza unos 100 m de espesor, y está constituida por lutitas de colores rojizos, localmente violáceos, con intercalaciones de areniscas y ocasionales calizas micríticas y suelos calcimorfos, sin presencia de lignitos.

En todas las localidades las areniscas son de potencia deci- y métrica, subtabulares, con base erosiva, a menudo en forma de canal, y petrográficamente corresponden a litoarenitas y cuarzoarenitas. Pueden contener conglomerados de cantos rodados de cuarzo en la base y a menudo exhiben estratificación cruzada y "ripples". Estas facies constituyen depósitos típicos de un frente aluvial distal relacionado con lagos y pantanos con intensa vegetación. Las asociaciones de carófitas citadas en ULLASTRE y MASRIERA (1998), entre las que destacan Porochara malladae, Septorella brachycera, Peckichara sertulata, Peckichara cancellata, Platichara caudata y Platichara turbinata, indican una edad Maastrichtiense.

El Garumniense de la cuenca de Vallcebre, en la vecina Hoja de Gósol (nº 254), ha sido objeto de interés por sus capas de lignitos, restos de carófitas y fauna de dinosaurios. A modo de ejemplo se pueden citar los trabajos de OMS *et al.* (2007, 2015), VILA *et al.* (2011, 2013), VILLALVA-BREVA *et al.* (2012), y VILLALVA-BREVA y MARTÍN-CLOSAS (2013). GÓMEZ-GRAS *et al.* (2015) concluyen que los aportes detríticos garumnienses provienen mayoritariamente del sureste (macizo del Ebro).

2.2. TERCIARIO

La sucesión terciaria, que es básicamente paleógena, está constituida por cuatro series:

- Paleoceno (unidades 11 a 13), formado por el tramo superior del Garumniense.
- Eoceno, en el que se han cartografiado 29 unidades que se reparten entre los mantos alóctonos (unidades 14 a 29) y el antepaís (unidades 30 a 42).

– Oligoceno, que se encuentra asimismo repartido entre los mantos alóctonos (unidades 43 a 45) y el antepaís (unidades 46 a 54).

– Plioceno (unidad 55), circunscrita al norte de Lladurs.

BARNOLAS *et al.* (2019) sintetizan los trabajos anteriores y proporcionan las edades más actualizadas para cada formación, que se adoptan en esta memoria (Figura 2). En la Figura 3 se representan sus equivalencias con las de la cuenca de antepaís.

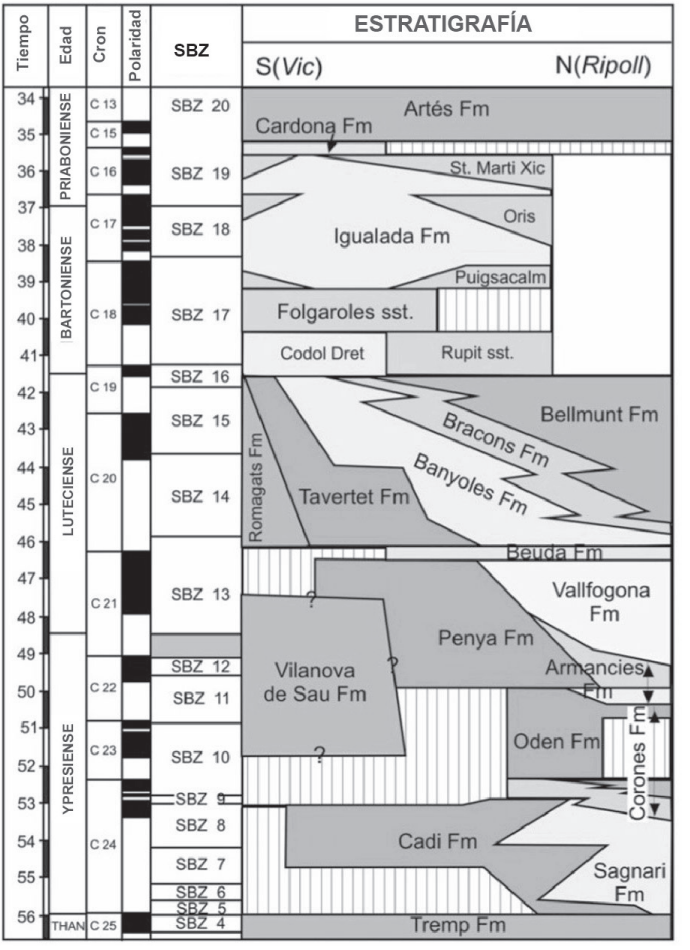


Figura 2. Panel estratigráfico de las formaciones paleógenas de la cuenca surpirenaica oriental. De BARNOLAS et al. (2019). Las edades se establecen a partir de datos de TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), BETZLER (1989a, b), LUTERBACHER et al. (1991), BURBANK et al. (1992), TABERNER et al. (1999), SERRA-KIEL et al. (2003a, b) y COSTA et al. (2013).

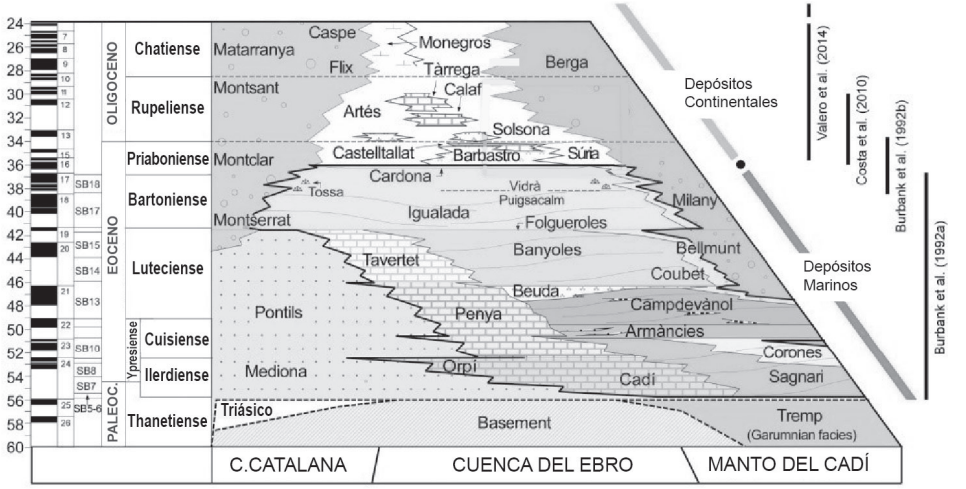


Figura 3. Panel estratigráfico de las formaciones paleógenas de los Pirineos orientales y su equivalencia con las de la cuenca de antepaís del Ebro. De CRUSET et al. (2016), modificado de VERGÉS et al. (1998). Las edades de las formaciones se establecen a partir de datos de BURBANK et al. (1992), COSTA et al. (2010) y VALERO et al. (2014).

2.2.1. Paleoceno

2.2.1.1. Calizas micríticas blancas (11). Calizas de Vallcebre. Facies Garumniense. Daniense

La "Caliza de Vallcebre" (MASRIERA y ULLASTRE, 1990) constituye un nivel calcáreo de colores claros que destaca por su competencia entre las lutitas coloreadas del resto de la facies Garumniense, por lo que configura un buen nivel guía. Se dispone en contacto concordante sobre la unidad inferior (10) y alcanza unos 20 m de espesor en el macizo de los Rasos de Peguera. Las calizas son micríticas, blanquecinas y masivas, a menudo nodulosas, y se disponen en capas métricas a decamétricas, y contienen restos de carófitas. Ocasionalmente pueden intercalar niveles brechoides. Estas facies se interpretan como depósitos lacustres y palustres que incluyen niveles edáficos.

2.2.1.2. Lutitas rojas, calizas con intraclastos y paleosuelos (12). Facies Garumniense. Selandiense-Thanetiense

Esta unidad está formada por argilitas de colores rojizos, y se encuentra en el macizo de los Rasos de Peguera dispuestas de forma concordante sobre las calizas de Vallcebre (11). Puede superar los 300 m de potencia.

En los dos tercios inferiores, las argilitas pueden ser de colores grisáceos, verdosos y violáceos, y en el tercio superior abundan los tonos ocres y alternan por tramos con calizas micríticas y escasas areniscas. Las calizas tienen espesor métrico y decimétrico y en la mitad inferior y media de la unidad presentan *Microcodium*, que puede llegar a reemplazar su estructura interna. Los

paleosuelos son frecuentes, formados por nódulos calcáreos con marcas de raíces y horizontes de decoloración. En el tercio superior se reconocen trazas, nódulos y niveles lenticulares de yesos, margocalizas con carófitas y lutitas rojizas con Vidaliella gerundensis. Estas facies se interpretan depositadas en un frente aluvial distal con episodios lacustres y palustres.

2.2.1.3. Lutitas rojas con calizas micríticas blancas en la base (13). Daniense-Thanetiense

Esta unidad es un conjunto compresivo de las dos unidades del tramo superior del Garumniense (11 y 12) en el sector del macizo del Port del Comte, y se agrupan debido al discreto espesor de las calizas de Vallcebre (11). Tiene una potencia máxima de 200 m y puede dividirse en tres tramos, que de base a techo son:

- Calizas micríticas masivas blanquecinas con niveles nodulosos, de 10 m de espesor máximo, equivalentes a las calizas de Vallcebre (11).
- Argilitas de colores rojos con intervalos grises, verdosos y morados, e intercalaciones calcáreas con *Microcodium*.
- Lutitas rojizas y ocres, con trazas de yesos, que hacia techo intercalan margocalizas grises con carófitas.

2.2.2. Eoceno de las unidades alóctonas

Estas unidades se agrupan en tres conjuntos estratigráficos, que se disponen de forma discordante entre sí, depositados en diferentes dominios estructurales:

- Ilerdiense-Luteciense inferior (unidades 14 a 18): este paquete se encuentra representado en las láminas del Port del Comte y Queralt, y está constituido por materiales básicamente carbonatados.
- Luteciense inferior (unidades 19 a 23): se trata de un conjunto de unidades situadas en el flanco sur de la lámina del Port del Comte, que presentan facies dominantemente turbidíticas.
- Luteciense medio-superior (unidades 24 a 29): se trata de una serie de unidades en facies deltaicas y aluviales de las láminas de Queralt.

La nomenclatura estratigráfica sigue, con alguna excepción, las unidades informales descritas por SOLÉ SABARÍS (1958), definidas como miembros por GICH (1969) y como formaciones por ESTÉVEZ (1970).

2.2.2.1. Ilerdiense (Thanetiense terminal-Ypresiense inferior)-Luteciense inferior

Este conjunto estratigráfico se inicia con el intervalo cronoestratigráfico Ilerdiense, definido en el ámbito pirenaico por HOTTINGER y SCHAUB (1960) en base a las faunas de macroforaminíferos bentónicos. Su base representa un episodio transgresivo muy importante y generalizado en la

cadena pirenaica que se extiende hasta el margen meridional de la cuenca del Ebro. MEY *et al.* (1968) introducen la Fm Cadí para englobar todas las calizas con alveolínidos de la serie eocena. Con posterioridad esta denominación se restringe a las calizas con alveolinas del Ilerdiense, lo que facilita su equivalencia con la Fm Orpí, del borde noroccidental de los Catalánides (FERRER, 1967) y la Fm Àger, presente en los Pirineos centrales (LUTERBACHER, 1969).

El Ilerdiense calcáreo (Fm Cadí, unidad 14) aflora en el macizo del Port del Comte y al sur del macizo de los Rasos de Peguera, donde se le suma el Ilerdiense margoso (Fm Sagnari, unidad 15). La Fm Corones (unidad 16) y la Fm La Penya (unidades 17 y 18) siguen en concordancia a la Fm Cadí en el Port del Comte.

2.2.2.1.1. Calizas con alveolinas (14). Fm Cadí. Ypresiense inferior

La Fm Cadí conforma los escarpes de las sierras de Querol, Campelles y Puig Sobirà del macizo del Port del Comte. El contacto con la facies Garumniense es neto y se considera concordante, si bien podría ser una discordancia angular de muy bajo ángulo bajo la cual podrían faltar términos paleocenos. La sucesión puede alcanzar una potencia de más de 250 m y está constituida por tres tramos:

- Un tramo inferior, de unos 60 m de espesor, que está formado por calizas micríticas en estratos masivos, con miliólidos, orbitoides y alveolinas, y que equivale al tramo "Cadí a" de TOSQUELLA y SAMSÓ (1998).

- Un tramo intermedio ("Cadí b" de TOSQUELLA y SAMSÓ, 1998), con un espesor que oscila entre 10 y 20 m, formado por calizas micríticas laminadas, calizas arenosas y calizas bioclásticas con nummulítidos, entre los que destaca *Nummulites atacicus*.

- Un tramo superior, con una potencia de 180 m, equivalente a los tramos "Cadí c y d" de TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), compuesto por calizas bioclásticas con delgados niveles de margas hacia techo. Las calizas se disponen en estratos masivos potentes, a menudo con estratificación cruzada de bajo ángulo. Texturalmente presentan fábricas de tipo "packstone" y "grainstone" de bioclastos con matriz de microfósiles. Contienen fauna de alveolinas, miliólidos, orbitolites, nummulites, equinodermos, algas rodofíceas, bivalvos y, en menor proporción, gasterópodos, briozoos, crustáceos decápodos, corales y braquiópodos. Destaca la presencia de *Alveolina corbarica, A. Aragonensis, A. Decipiens, A. Ilerdensis, A. Bronneri y A. Triestina*.

Al sur del macizo de los Rasos de Peguera, la Fm Cadí muestra un cambio lateral de facies hacia el noreste, a la Fm Sagnari (15). La parte inferior está constituida por una alternancia de frecuencia métrica y decamétrica entre calizas, margocalizas y margas grises (tramos "Cadí a y b"). La parte superior (tramos "Cadí c y d") está formada por calizas bioclásticas en estratos masivos con estratificación cruzada. Predominan las texturas "grainstone" y "packstone" con alveolinas, orbitolites, miliólidos, nummulites, algas rodofíceas, equinodermos y bivalvos. Destaca la presencia de *Nummulites atacicus, Alveolina corbárica, A. aragonensis, A. ilerdensis* y *A. triestina*. La Fm Cadí se interpreta como una plataforma carbonática somera que muestra

facies de mayor profundidad hacia el norte y este. Las Fms Cadí y Sagnari se sitúan entre las biozonas SBZ5 y SBZ9 de SERRA-KIEL *et al.* (1998) (Figuras 2 y 3).

2.2.2.1.2. Margas grises y lutitas (15). Fm Sagnari. Ypresiense inferior

La Fm Cadí (14) se interdigita con la Fm Sagnari, a la que pasa distalmente, como se observa en el sector del Cogulló d'Estela (macizo de los Rasos de Peguera). La potencia máxima de la unidad es de unos 100 m incluyendo las intercalaciones de la Fm Cadí. Las margas y lutitas de esta unidad son de colores grises, masivas y azoicas, y alternan por tramos con niveles decimétricos y métricos de margocalizas con nummulites y bivalvos dispersos. Su ambiente deposicional se considera de rampa pelágica.

2.2.2.1.3. Areniscas y calizas micríticas y margas (16). Fm Corones. Ypresiense medio

La Fm Corones se dispone en contacto concordante sobre las calizas de la Fm Cadí (14) en el macizo del Port del Comte. Tiene una potencia que oscila entre 20 y 120 m, y está formada por areniscas de colores grises y rojizos coronadas por calizas micríticas con miliólidos. En su base puede integrar un tramo de facies margosas como las de la Fm Sagnari. Estos sedimentos se interpretan como depósitos deltaicos someros situados en un contexto marginal de la cuenca. La posición bioestratigráfica de esta unidad está comprendida entre la parte alta de la biozona SBZ8 y la parte baja de la SBZ11 (Figuras 2 y 3).

2.2.2.1.4. Calizas micríticas (17). Fm La Penya inferior. Ypresiense superior

Esta unidad está presente en el macizo del Port del Comte (sierras de la Bòfia y Campelles) donde se dispone de forma concordante sobre la Fm Corones (16), con un espesor variable entre 50 y 300 m. Está compuesta por calizas micríticas de color gris-claro, organizadas en estratos masivos, a veces separados por delgados intervalos de lutitas grises.

Las calizas son de textura "wackestone" y "packstone" con miliólidos, alveolínidos, fragmentos de bivalvos y restos de algas y, en menor medida, "grainstone" con miliólidos y alveolinas. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma carbonática somera y la formación se ubica entre la parte alta de la biozona SBZ11 y la parte alta de la SBZ13 (Figuras 2 y 3).

2.2.2.1.5. Calizas con macroforaminíferos (18). Fm La Penya superior. Luteciense inferior

Esta unidad se encuentra cirscuncrita al núcleo del anticlinal de la sierra de Campelles, en donde se dispone de forma concordante sobre la unidad inferior (17), y presenta un espesor de unas pocas decenas de metros sin que se alcance su techo. Está formada por diversos tipos de calizas: micríticas, bioclásticas con miliólidos y alveolinas, con algas rodofíceas, y con nummulites y assilinas. Los estratos son masivos pero pueden estar separados por margas grises. Estas facies se interpretan como depósitos de una plataforma carbonática relativamente somera.

2.2.2.2. Luteciense inferior

Este conjunto estratigráfico está formado por unidades que presentan desde facies turbidíticas (unidad 19) a marino-someras (unidades 20 a 23). Se distribuyen de oeste a este a lo largo del flanco meridional de la lámina del Port del Comte-manto del Cadí, confinadas entre las rampas de las láminas de Queralt y Vallfogona. Geográficamente, los afloramientos se sitúan en Costes de les Barraques, sierra del Jou, sector de Valls, sierra de Maçaners y sierra dels Lladres.

2.2.2.2.1. Margas grises y-ocres en alternancia rítmica de areniscas (19). Fm Vallfogona. Luteciense inferior

Esta formación turbidítica ha sido estudiada por numerosos autores, entre los que destaca COSTA MERCADAL (1989). En el flanco norte del sinclinal de Ripoll pasa a denominarse Fm Campdevànol. Tiene unos 800 m de potencia e intercala niveles de calizas (20) y yesos (21).

La Fm Vallfogona la forman margas y lutitas grises con intercalaciones de capas tabulares de areniscas de espesor centi- y decimétrico, más abundantes hacia la parte inferior. Contiene también depósitos de deslizamientos gravitacionales ("slumps"), corrientes de derrubios ("debris flow") y debritas. Las areniscas presentan base neta con marcas tractivas, granoclasificación positiva, laminación horizontal y "ripple". Estas facies se interpretan como de abanico submarino de talud, y la edad de la unidad viene datada por su pertenencia a la biozona SBZ13 (Figuras 2 y 3).

2.2.2.2.2. Calizas grises con miliólidos (20). Calizas de la Pedra. Luteciense inferior

Las "Calizas de la Pedra" (SOLÉ SUGRAÑES, 1970) forman niveles de hasta 20 m de potencia y gran continuidad lateral intercalados en la serie turbidítica de la Fm Vallfogona (19). Las calizas son micríticas y bioclásticas con miliólidos, nummulites y assilinas, generalmente recristalizadas, masivas o en capas de espesor deci- y métrico separadas por margas grises. Estas calizas se interpretan como partes distales de plataformas carbonatadas depositadas durante episodios de somerización de la cuenca turbidítica, que en un contexto sinorogénico pueden estar causados por el emplazamiento de unidades alóctonas.

2.2.2.2.3. Yesos blancos (21). Fm Yesos de Beuda. Luteciense inferior

Esta unidad se asigna a la Fm Yesos de Beuda (ORTÍ *et al.*, 1987), aunque por su situación estratigráfica se puede relacionar también con la unidad de "Yesos del Serrat" (MARTÍNEZ *et al.*, 1997). Los niveles de yesos se sitúan hacia la base de la formación turbidítica de la unidad 19, al sur y oeste de Llinars, con una potencia máxima visible de unos 50 m.

Los yesos son blancos y predominan las litofacies nodulares y de yesos seleníticos nodulizados. En la parte basal se reconocen facies brechoides de yesos mezclados con carbonatos y areniscas. CARRILLO (2012) interpreta este tipo de yesos como facies de margen y talud de plataforma sulfatada somera, que constituiría la zona de tránsito a una cuenca salina profunda.

2.2.2.2.4. Conglomerados con cantos de caliza (22). Fm Brecha de Queralt. Luteciense inferior

La Fm Brecha de Queralt (SOLÉ SUGRAÑES y CLAVELL, 1973) se circunscribe a dos afloramientos, al sur de Espinalvet y al sureste de Llinars, de forma que su formación se relaciona con el desarrollo de la rampa tectónica de las láminas de Queralt. Se dispone en contacto discordante sobre las calizas de la Fm Cadí (14) y su espesor supera los 100 m.

Esta unidad está formada por brechas y conglomerados monomícticos de cantos calcáreos, bien cementados, clasto-soportados y dispuestos en niveles masivos de potencia métrica y decamétrica, sin organización interna, separados por intercalaciones de lutitas grises y areniscas. Los cantos y bloques, que son de calizas eocenas con alveolinas y también mesozoicas, alcanzan diámetros de hasta 50 cm y se encuentran poco rodados. La matriz es arenosa, a veces microbrechoide, con nummulítidos y assilinas. Estas facies se interpretan como depósitos de abanico deltaico y su posición estratigráfica indica una edad Luteciense inferior.

2.2.2.2.5. Calizas micríticas (23). Luteciense inferior

Esta unidad aflora al noroeste de Llinars, pinzada entre las rampas tectónicas de las láminas de Queralt. Las calizas son micríticas, blanquecinas, en capas deci- y métricas, de textura "wackestone", con finos niveles de alveolínidos. Este tipo de facies se pueden interpretar como depósitos de plataforma somera.

2.2.2.3. Luteciense medio-superior

Este conjunto estratigráfico agrupa las unidades situadas en el entorno de las láminas de Queralt, en el sector este de la sierra de Pratformiu, en la sierra de Guixers y en el sector de Montcalb. Los términos que lo componen se sitúan en discordancia erosiva sobre unidades paleógenas o mesozoicas y están formados por facies deltaicas (unidades 24 y 25) y aluviales (unidades 26 a 28), que culminan con facies marinas carbonatadas (unidad 29). VERGÉS (1993) describe, a lo largo del valle del río Aigua de Valls, una sucesión conglomerática en discordancia progresiva con ápice en el sur, relacionada con el emplazamiento del manto del Cadí y con la fosilización de las láminas de Queralt y el frente del manto de la sierra del Verd, en una secuencia de bloque superior.

2.2.2.3.1. Conglomerados, areniscas y calizas (24). Fm Coubet. Luteciense medio

La Fm Coubet (MATÓ *et al.*, 1994; MUÑOZ *et al.*, 1994) aflora en la vertiente sur de la sierra dels Lladres, que constituye el flanco sur del manto del Cadí, donde se dispone de forma discordante sobre las unidades 14, 19 y 22. Al oeste de Llinars, en el dominio de las láminas de Queralt, se sitúa en contacto discordante sobre las unidades 15 y 23. El espesor de esta formación puede variar entre 80 y 300 m.

Esta unidad está constituida por una alternancia de frecuencia métrica y decimétrica entre conglomerados, areniscas bioclásticas, calizas arenosas gris-azuladas y, eventualmente, margas grises. Los conglomerados se disponen en capas subtabulares de potencia métrica, ocasio-

nalmente decamétrica, y presentan gradación positiva con areniscas en la parte superior. Los cantos son de calizas mesozoicas y se encuentran poco rodados.

Las areniscas y las calizas constituyen capas tabulares de potencia métrica y decimétrica y presentan límites difusos, con laminación cruzada de bajo ángulo, cantos dispersos y bioturbación. Localmente contienen niveles de concentración de nummulítidos, miliólidos y alveolínidos, además de fragmentos de equínidos y restos vegetales limonitizados. Petrográficamente, las areniscas son litoarenitas de grano fino y muy fino y, en menor medida, cuarzolitoarenitas. Estas facies detríticas se consideran depositadas en una llanura deltaica inferior y en un frente deltaico. La formación puede datarse como Luteciense medio por su pertenencia a la parte más superior de la biozona SBZ13 y a la SBZ14 (Figura 3).

2.2.2.3.2. Areniscas bioclásticas (25). Fm Coubet. Luteciense medio

Esta unidad, de unos 60 m de espesor, está formada por las facies distales de la unidad 24, y se dispone de forma discordante sobre las turbiditas de la Fm Vallfogona (19) en la vertiente meridional de la sierra de Guixers, y sobre el Jurásico (3) en la sierra de Pratformiu. Su posición estructural la relaciona con la fosilización de las láminas de Queralt.

Las areniscas son de color ocre-grisáceo, bioclásticas, con restos de lamelibranquios, gasterópodos y nummulites, e intercalan limolitas y margas de colores gris-ocres y amarillentos. Se disponen en capas subtabulares de potencia métrica y decimétrica, con base neta y techo plano bioturbado, que suelen formar ciclos estrato- y granocrecientes de 3 a 5 m de potencia. Contienen conglomerados de cantos redondeados y subangulosos de calizas y areniscas mesozoicas y paleógenas y, en baja proporción, de cuarzo y rocas paleozoicas. Estas facies se pueden interpretar como depositadas en un ambiente de frente deltaico de un delta dominado por avenidas.

2.2.2.3.3. Conglomerados angulosos de origen local (26). Luteciense medio-superior

Esta unidad, de unos 300 m de potencia, se dispone de forma discordante sobre la Fm Coubet (24) y sobre diversas unidades mesozoicas. Su techo es transicional a la unidad 27, aunque el contacto es discordante al norte del anticlinal de Canals de Catllari.

Los conglomerados son masivos, con clastos heterométricos y subangulosos de calizas y areniscas mesozoicas y, en menor medida, paleógenas, imbricados o con el eje mayor subhorizontal. Abundan los bloques de tamaño decimétrico y métrico, que contribuyen a desdibujar las superficies de estratificación. Lateralmente los conglomerados pasan rápidamente a presentar bases de canal y encontrarse intercalados entre lutitas y areniscas de la unidad 28, indicando la transición de facies aluviales proximales a medias.

2.2.2.3.4. Conglomerados y areniscas conglomeráticas (27). Luteciense medio-superior

Esta unidad, de pocos cientos de metros de espesor, se dispone de forma concordante sobre la Fm Coubet (25) en la sierra de Guixers, y de forma discordante sobre unidades mesozoicas

al este de la sierra de Pratformiu. Al oeste del macizo de los Rasos de Peguera se dispone transicional a techo de los conglomerados de la unidad 26.

Está compuesta por conglomerados y areniscas conglomeráticas, en capas de potencia métrica, con base erosiva y techo bien definido, separadas por niveles finos de lutitas arenosas. Muestran estratificación horizontal, y laminación cruzada planar y en surco. Los cantos, imbricados o subhorizontales, están rodados y son de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias en un 70% y de rocas paleozoicas el resto.

2.2.2.3.5. Lutitas marrón-rojizas y areniscas conglomeráticas (28). Luteciense medio-superior

Esta unidad, con un espesor máximo de 650 m, se dispone de forma transicional lateral- y verticalmente con las unidades 26 y 27, aunque presenta discordancias intraformacionales, como puede observarse en les Canals de Catllari.

Está formada por argilitas masivas con intercalaciones de capas de areniscas y conglomerados, inferiores a los dos metros. Las areniscas están laminadas y contienen cantos paleozoicos, bien rodados, o son masivas y contienen cantos angulosos de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias, soportados por la matriz. Existen también capas finas de grano muy fino con laminación paralela o cruzada de pequeña escala. Estas facies se interpretan como depósitos de orla media a distal de un sistema de abanico aluvial.

2.2.2.3.6. Calizas beige (c) y margas azules (29). Luteciense superior

Esta unidad se dispone en contacto concordante sobre las unidades 27 y 28, con un espesor de unos 150 m. Está formada por calizas y margas que alternan en tramos de espesor métrico y decamétrico. Las calizas son de color beige, micríticas, fétidas, con laminación paralela muy fina, y se disponen en capas de potencia centi- y decimétrica con base y techo planos o suavemente ondulados. En ocasiones tienen una textura finamente cristalina. Las capas más potentes, de hasta 2 m, son de textura "grainstone" de miliólidos. Estas facies se interpretan depositadas en ambientes lacustres y de transición a medios de"lagoon" restringido.

2.2.3. Eoceno del antepaís

Las unidades que constituyen la sucesión eocena del antepaís, al sur del cabalgamiento de Vallfogona, se pueden agrupar en dos conjuntos estratigráficos discordantes: un conjunto inferior básicamente marino y un conjunto superior continental:

- Conjunto inferior, de edad Luteciense superior-Bartoniense (unidades 30 a 38). Está compuesto por unidades de facies carbonatadas y deltaicas situadas en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona, a lo largo del flanco norte del sinclinal de Busa. Este conjunto constituye el estadio final de la sedimentación en la cuenca surpirenaica oriental.

- Conjunto superior, de edad Priaboniense (unidades 39 a 42). Está formado por dos sistemas aluviales que se sitúan a ambos flancos del sinclinal de Busa, que corresponden al registro del estadio inicial de la sedimentación endorreica en la cuenca del Ebro.

2.2.3.1. Luteciense superior-Bartoniense

Este conjunto de unidades se disponen adosadas al bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona, bajo el que desaparecen hacia el este y oeste. Se encuentran en una franja alargada e irregular centrada en Sant Llorenç de Morunys y sierra de la Creueta, y a lo largo del valle del río Aigua de Valls y torrente de la Solana. Constituyen una sucesión de miles de metros de espesor, invertida y verticalizada, formada por margas y calizas (unidades 30 y 31), facies deltaicas (unidades 32, 33, 35 y 37) con intercalaciones de calizas pararrecifales (unidades 34 y 36), y facies de llanura deltaica superior (unidad 38).

2.2.3.1.1. Margas y lutitas grises (30). Luteciense superior

Esta unidad está descrita como "Margas de Can Mosqueta" (VIA, 1959; SOLÉ SUGRAÑES, 1970) y es equivalente a la Fm Margas de Banyoles (ALMELA y RÍOS, 1943). Su potencia es de unos 1.800 m pero se encuentra muy cubierta por depósitos cuaternarios.

Las margas y lutitas de esta unidad son monótonas y masivas, aunque hacia techo presentan intercalaciones de calizas (31) y areniscas y lutitas rojas (32). En este contexto, estas facies pueden interpretarse como depósitos de un ambiente de prodelta y rampa pelágica somerizante. La edad de la Fm Banyoles se atribuye al Luteciense superior, biozonas SBZ14 y SBZ15 (Figuras 2 y 3).

2.2.3.1.2. Calizas nodulosas (31). Luteciense superior

Se trata de un nivel de calizas nodulosas fosilíferas con nummulítidos y bivalvos, de unos 5 m de espesor, intercalado en mitad de la serie margosa de la unidad 30, que aflora justo al norte de Sant Llorenç de Morunys.

2.2.3.1.3. Areniscas y lutitas rojas (32). Luteciense superior-Bartoniense

Esta unidad está formada por tramos de areniscas y lutitas rojas que se intercalan entre las margas de las unidades 30 y 33. La potencia total de la unidad, incluyendo las margas en las que se intercala, varía entre 120 y 500 m. Las areniscas son de colores grises y ocres y se encuentran dispuestas en niveles subtabulares de potencia métrica, con bases de canal, separados por lutitas grises y rojizas. Petrográficamente predominan las litoarenitas de grano medio a fino y, en conjunto, pueden interpretarse como facies típicas de llanura deltaica.

2.2.3.1.4. Areniscas grises, margas y lutitas (33). Bartoniense inferior

Esta unidad, que equivale a la Fm Puigsacalm (MATÓ *et al.*, 1994), se dispone de forma concordante sobre la unidad 30 y se encuentra en cambio lateral de facies con la unidad 32. La potencia es muy variable y puede superar los 500 m.

Está formada por areniscas de colores grises y ocres, margas, lutitas grises y, eventualmente, conglomerados. Las areniscas se disponen en niveles tabulares y subtabulares de potencia

métrica y decimétrica, con bases de canal. Petrográficamente son litoarenitas y cuarzoarenitas de grano grueso a fino, bioclásticas, y ricas en glauconita en la parte basal. Presentan estructuras de tipo "pillow" en la base, laminación cruzada y "ripples" a techo. Se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes de hasta más de 10 m de espesor, separadas por intervalos decimétricos a métricos de margas y lutitas margosas grises.

Los niveles conglomeráticos pueden aparecer en la parte superior de las secuencias, formados por cantos rodados de cuarzo, liditas, calizas, esquistos y cuarcitas. La fauna es abundante y variada, especialmente a techo de la unidad donde afloran calizas nodulosas pararrecifales con corales y algas rodofíceas, y niveles de concentración de bivalvos, equínidos, gasterópodos, nummulítidos y discocyclínidos. Estas facies se interpretan como depósitos de un frente deltaico de procedencia septentrional. La Fm Puigsacalm se sitúa en parte alta de la biozona SBZ17 y se le atribuye una edad Bartoniense inferior (Figuras 2 y 3).

2.2.3.1.5. Calizas pararrecifales (34). Bartoniense inferior

Esta unidad se dispone de forma concordante a techo de la unidad 33 con una potencia de 5 m. Las calizas son nodulosas y bioclásticas, dispuestas en capas de potencia decimétrica a métrica formando secuencias estratocrecientes. Contienen restos transportados de corales y algas rodofíceas y, en menor cantidad, nummulítidos y bivalvos.

2.2.3.1.6. Margas y limos grises (35). Fm Margas de Igualada. Bartoniense superior

Esta unidad se considera equivalente, al menos en parte, a la Fm Margas de Igualada (FERRER, 1967) y a la unidad "Margas de la Guixa y de Gurb" (SERRA-KIEL, 1984), presentes en zonas más orientales. Al este de Sant Llorenç de Morunys esta unidad se configura en dos tramos, el inferior yace sobre las unidades 33 y 34 y el tramo superior se encuentra intercalado en la unidad 37 y se acuña hacia el este. Presenta contactos concordantes con todas las unidades adyacentes y su potencia máxima es de unos 300 m.

Las margas son de colores grisáceos, masivas, aunque intercalan limolitas grises y, eventualmente, calizas limosas. En la base presentan acumulaciones de discocyclínidos y a lo largo de toda la unidad niveles de bivalvos, corales, gasterópodos, algas y nummulites. Estas facies pueden interpretarse como depositadas en un ambiente de prodelta y la Fm Margas de Igualada se ubica mayoritariamente en la biozona SBZ18 (Figuras 2 y 3).

2.2.3.1.7. Calizas pararrecifales y margas (36). Fm Tossa. Bartoniense superior

La Fm Tossa (FERRER, 1967) es una barra de calizas intercalada en la parte superior de la unidad 37. Su potencia es inferior a 5 m al sur de Sant Llorenç de Morunys y se acuña al este del embalse de la Llosa del Cavall.

Las calizas son bioclásticas, dispuestas en capas subtabulares de potencia decimétrica y métrica, con fauna de nummulites, discocyclinas, alveolinas, corales, algas rodofíceas, bivalvos, gaste-

rópodos, briozoos y equinodermos. Los foraminíferos bentónicos presentes corresponden a la biozona SBZ18 (Figura 2), lo que indica que su edad debe ser Bartoniense superior.

2.2.3.1.8. Areniscas y limos (37). Fm Vespella. Bartoniense

Esta unidad se supone equivalente a las "Margas de Vespella" (SERRA-KIEL, 1984), si bien por su litología y sedimentología presenta también analogías con la Fm Sant Martí Xic (REGUANT, 1967). Constituye la última unidad de facies marinas del registro estratigráfico de la Hoja. Su potencia varía entre 200 m al oeste y unos 400 m al este, y se dispone en contacto concordante sobre el tramo basal de la unidad 35.

Está formada por una alternancia métrica y decamétrica entre areniscas y limolitas. Las areniscas son de colores grises u ocres si están alteradas, de tamaño de grano grueso a medio-fino, y forman capas tabulares y subtabulares, con bases de canal, de potencia decimétrica a métrica, que se organizan en secuencias estrato- y granocrecientes. Muestran marcas tractivas de base, estructuras de tipo "pillow", laminaciones cruzadas y onduladas, bioturbación y trenes de "ripples" a techo. Ocasionalmente intercalan capas conglomeráticas de cantos bien rodados de rocas paleozoicas silíceas, y calizas mesozoicas y paleógenas.

Las limolitas y lutitas son margosas, de colores grises, y forman niveles de potencia decimétrica a métrica. Ocasionalmente presentan acumulaciones de foraminíferos, equínidos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos de corales y briozoos. Estas facies se interpretan como depósitos de frente deltaico y llanura deltaica inferior.

2.2.3.1.9. Areniscas y conglomerados (38). Bartoniense-Priaboniense

Esta unidad representa el estadio final de la sedimentación paleógena en régimen exorreico de la cuenca surpirenaica. Su potencia supera los 420 m, que se reducen hacia el oeste por erosión de la serie oligocena y hacia el este por cambio lateral de facies a la unidad 37, sobre la que también se dispone de forma concordante.

Las areniscas predominan en la mitad inferior y se disponen en niveles subtabulares de potencia métrica con base erosiva, a menudo canalizada, que alternan con lutitas de colores rojizos y ocres. Petrográficamente se trata de litoarenitas de grano medio a fino, poco cementadas, con estratificación cruzada planar y en surco, "ripples" y "burrows" verticales.

Los conglomerados predominan en la mitad superior y forman niveles de potencia decamétrica a métrica, con areniscas a techo. Muestran cicatrices de erosión internas y ocasionalmente estratificación cruzada. Los cantos son calcáreos, bien rodados, de 3 a 10 cm, soportados por matriz arenosa medianamente cementada. Estas facies se consideran depositadas en ambientes de llanura deltaica superior y frente aluvial.

2.2.3.2. Priaboniense. Sistemas aluviales 1 y 2

Este conjunto estratigráfico está formado por dos sistemas aluviales de procedencia septentrional. El sistema aluvial 1 se dispone en continuidad estratigráfica pero en contacto discordante

con el conjunto estratigráfico inferior, sobre la unidad 38, y es equivalente al sistema aluvial inferior de Berga (MATÓ *et al.*, 1994). Agrupa dos unidades cartográficas en facies de orla aluvial (39 y 40).

El sistema aluvial 2 es equivalente al sistema aluvial medio de Berga (MATÓ *et al.*, 1994), y se caracteriza por la gran variedad litológica de los cantos y la naturaleza litoarcósica de las areniscas, factores que pueden reflejar un área fuente muy extensa o la erosión de formaciones conglomeráticas previas. Se distinguen dos unidades: una unidad en facies de orla media a distal (41) al sur y sureste, y una unidad proximal (42) al noroeste.

Geográficamente, estos sistemas aluviales ocupan los relieves de Tossal del Bisbe, Coll dels Llengots, sierra dels Bastets y Tossal Pla, antes de desaparecer hacia el este bajo el cabalgamiento de Vallfogona. El sistema aluvial 2 ocupa un área grande al sur de la Hoja, en el sector del flanco sur del sinclinal de Busa.

2.2.3.2.1. Lutitas rojas con paleocanales de areniscas y conglomerados (39). Priaboniense inferior

Esta unidad, con una potencia de unos 500-600 m, representa el término distal del sistema aluvial 1, de forma que hacia el oeste pasa gradualmente a la unidad 40. Está compuesta por lutitas que intercalan niveles de areniscas y conglomerados en bancos subtabulares y canalizados, de potencia métrica y decamétrica, que destacan en el relieve como líneas de capa. Las areniscas son de colores ocres, de tamaño de grano medio a grueso, con laminación cruzada. Los conglomerados están formados por cantos rodados de rocas paleozoicas, calizas mesozoicas y ocasionalmente granitoides, de hasta 10 cm.

2.2.3.2.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (40). Priaboniense inferior

Esta unidad constituye el término proximal y occidental del sistema aluvial 1, y más hacia el oeste queda cubierta en discordancia por unidades paleógenas más recientes. Su potencia es de unos 600 metros. Cuenta con buenos afloramientos al sur de Sant Llorenç de Morunys, a lo largo de la carretera de la presa de la Llosa del Cavall y del camino de Sant Llorenç de Morunys al Pla de Busa.

Los conglomerados, heterométricos, se disponen en capas subtabulares de potencia métrica, con base erosiva y techo plano, agrupadas en conjuntos de hasta más de 100 m de espesor. Los cantos son aplanados y alcanzan tamaños de 10-20 cm, excepcionalmente 50 cm. Son de esquistos, granitoides, cuarzo, liditas, areniscas y calizas, soportados por una matriz de arena gruesa y muy gruesa o microconglomerática. Destacan morfológicamente los intervalos de conglomerados calcáreos muy cementados.

Las areniscas, con espesores de orden decimétrico a métrico, son ocres y de grano grueso a muy grueso y se intercalan o se desarrollan a techo de los conglomerados, y muestran granoclasificación positiva incipiente. Las lutitas, de colores rojizos y ocres, son limolitas arcillosas en intervalos de espesor deci- y métrico, con alta bioturbación por raíces.

2.2.3.2.3. Areniscas, conglomerados y lutitas (41). Priaboniense inferior

Esta unidad, con una potencia de 500 a 600 m, constituye el término distal y oriental del sistema aluvial 2, y se dispone paraconforme o ligeramente discordante sobre las unidades del sistema aluvial 1. La carretera C-462 que bordea el embalse de la Llosa del Cavall corta esta unidad transversalmente.

Las areniscas son de colores grises y ocres, dispuestas en capas subtabulares de potencia métrica, con base erosiva y/o de canal. Pueden estar separadas por lutitas o apilarse en conjuntos de varias decenas de metros. Petrográficamente son litoarcosas y arcosas de tamaño de grano medio-grueso a medio-fino, desigualmente cementadas. Los conglomerados configuran capas subtabulares de potencia métrica, con base erosiva, a veces irregular, clasto-soportados y compuestos por cantos diversos de 3 a 8 cm, con matriz arenosa, que cuando destacan en el relieve por su cementación resaltan las líneas de capa.

Las lutitas son de colores rojizos y ocres, eventualmente, gris-claros, en intervalos de potencia deci- y métrica, homogéneos o con capas tabulares de areniscas de grano fino. Son frecuentes los horizontes de paleosuelos, representados por niveles calcimorfos y bioturbación por raíces. Las areniscas intercaladas exhiben laminación cruzada planar y en surco, marcas tractivas de base y estructuras de deformación por carga. Las paleocorrientes se dirigen hacia el sur y suroeste.

2.2.3.2.4. Conglomerados y brechas (42). Priaboniense inferior

Esta unidad, con un reducido espesor que supera apenas los 100 m, constituye el término proximal y occidental del sistema aluvial 2, y se dispone en contacto discordante y erosivo sobre la unidad 40, antes de pasar rápidamente hacia el sureste a la unidad 41.

Está formada por niveles subtabulares de potencia métrica, con brechas en la parte inferior y conglomerados en la superior, gradando a areniscas. Las brechas son heterométricas y heterolíticas, compuestas de clastos de 5 a 30 cm soportados por matriz lutítica. Los conglomerados son de soporte clástico, heterolíticos, con cantos bien rodados entre 3 y 10 cm, con matriz de arena gruesa a microconglomerática, bien cementados.

2.2.4. Oligoceno de las unidades alóctonas

Sobre las unidades alóctonas, la sucesión oligocena está situada en el límite septentrional central, en el dominio de las láminas de Queralt y manto de la sierra del Verd (Coll de Jovells, Obaga de Montcalb, Coll de Prats), y se dispone en discordancia erosiva sobre unidades lutecienses (27 a 29). La edad de la sucesión se estima como Priaboniense terminal-Rupeliense por el contexto regional, pero está desconectada de las formaciones contemporáneas de la cuenca del Ebro. Estas unidades oligocenas corresponden a depósitos de abanicos aluviales, de procedencia septentrional, y desarrollan facies proximales a medias (unidad 43) y medias a distales (unidad 44), entre las que se intercalan conglomerados calcáreos de área fuente local (unidad 45).

2.2.4.1. Conglomerados, lutitas y areniscas conglomeráticas (43). Priaboniense-Rupeliense

Esta unidad constituye el término proximal y occidental de la unidad 44, con un espesor máximo de unos 800 m. Está formada por conglomerados polimícticos que se disponen en cuerpos subtabulares de potencia métrica y decamétrica con estratificación horizontal y bases ligeramente canaliformes. Intercalan lentejones arenosos y microconglomeráticos de escasa continuidad y niveles lutíticos.

Los cantos son subredondeados, con los ejes mayores en posición horizontal o están imbricados y su tamaño máximo medio es de unos 30 cm. La composición es de un 50% de rocas sedimentarias y metamórficas paleozoicas, un 40% de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias y un 10% de cuarzo y granitoides.

2.2.4.2. Lutitas, areniscas conglomeráticas y conglomerados (44). Priaboniense-Rupeliense

Esta unidad constituye el término distal y oriental de la unidad 43, con una potencia que puede alcanzar los 150 m. Está formada por lutitas de colores ocres y rojizos, con intercalaciones en tramos de espesor métrico, de capas subtabulares centi- y decimétricas de areniscas de grano fino, y areniscas conglomeráticas y conglomerados de hasta 3 m. Los cantos, poco rodados, son de calizas y areniscas cuando las capas están relacionadas con la unidad 45, o rodados y algo más polimícticos si las capas se indentan con las de la unidad 43.

2.2.4.3. Conglomerados de origen local (45). Priaboniense-Rupeliense

Esta unidad conglomerática, de potencia decamétrica, se intercala entre los materiales lutíticos de la unidad 44. Está formada por conglomerados calcáreos, dispuestos en niveles bien estratificados de morfología subtabular y potencia métrica, con base erosiva y techo plano. Mayoritariamente están formados por cantos subredondeados de calizas y areniscas mesozoicas y paleógenas. Estas facies aluviales son de origen local, proximales a medias, y coalescen con facies distales de sistemas de área fuente más alejada.

2.2.5. Oligoceno del antepaís

En el antepaís, la sucesión oligocena prosigue en facies aluviales. Los siguientes sistemas aluviales, de procedencia septentrional, progradan hacia el oeste en respuesta al sentido de la propagación de la deformación, de forma que ocupan sucesivamente posiciones más suroccidentales. Se distinguen tres sistemas, que ocupan prácticamente los dos tercios meridionales de la Hoja:

- Sistema aluvial 3 (unidades 46 a 50)
- Sistema aluvial 4 (unidades 51 y 52)
- Sistema aluvial 5 (unidades 53 y 54)

2.2.5.1. Sistema aluvial 3. Rupeliense

Este sistema es equivalente al sistema aluvial superior de Berga (MATÓ *et al.*, 1994). Se inicia con un nivel brechoide de gran continuidad (unidad 46). Las facies proximales y medias (unidades 49 y 50) se desarrollan en el extremo occidental del sinclinal de Busa (sierras de Canalda, Encies, Tossal de la Creu del Codó y Mola de Lord) y las más distales (unidades 47 y 48) lo hacen al este y a lo largo del flanco sur del anticlinal de Puig-reig (sierras de la Móra, Juncar, Àliga y la Canya).

2.2.5.1.1. Brechas, conglomerados, areniscas y lutitas (46). Rupeliense

Esta unidad constituye un nivel guía que se sitúa sobre el sistema aluvial 2 en discordancia cartográfica de bajo ángulo. Se correlaciona con el nivel fotogeológico E de RIBA (1973) y con el "Pedret bed" de SAULA *et al.* (2002). En el mismo sentido, FORD *et al.* (1997) describen un nivel conglomerático con granoclasificación negativa en el sector del santuario de Lord que denominan "Lower marker horizon". Su potencia es de 20-25 m disminuyendo gradualmente en sentido sur, y el nivel destaca por su alta cementación y su color blanquecino que contrasta con los tonos ocres de las facies aluviales adyacentes.

La unidad está formada por brechas y conglomerados polimícticos, o monomícticos de clastos de calizas mesozoicas, soportados por matriz, subangulosos, de diámetro entre 1 y 5 cm, excepcionalmente hasta 20 cm. Se disponen en capas subtabulares de potencia métrica, separadas por areniscas ocres con laminación paralela, y tienden a organizarse en ciclos granocrecientes en la parte inferior y granodecrecientes en la superior. Estas facies se interpretan como depósitos de corrientes de derrubios ("debris flow"). Localmente existe un tramo basal formado por una alternancia de lutitas de colores rojizos y grises con areniscas gradadas de grano fino a muy fino que a techo exhiben "ripples", huellas de desecación, bioturbación e icnitas de vertebrados.

Hacia el sur y sureste las brechas van pasando a areniscas de tamaño de grano fino a muy fino, bien cementadas, con granoclasificación positiva, que se agrupan en capas tabulares de potencia decimétrica, con laminación paralela y "ripples". Localmente a techo se sitúan bancos de calizas detríticas blanquecinas, violáceas a techo, de grano muy fino y potencia decimétrica.

2.2.5.1.2. Lutitas rojas con paleocanales de areniscas y de conglomerados (47). Rupeliense

Esta unidad constituye el término más distal del sistema aluvial 3, y está ampliamente representada en el sector oriental del sinclinal de Busa, donde supera los 400 m de espesor. Hacia el oeste pasa lateralmente a las unidades 48 y 49.

Las lutitas son argilitas de colores rojizos y ocres, y se presentan masivas o en alternancia con capas tabulares de areniscas de espesor métrico, con base erosiva cóncava y techo plano. Petrográficamente son litoarenitas y, en menor medida, litoarcosas y arcosas, de tamaño de grano grueso a fino, con estratificación cruzada planar y en surco, y marcas de base de carga y tractivas, con paleocorrientes dirigidas al sur, sureste y este. Los conglomerados se concentran en la base de las areniscas, formados por cantos variados, bien rodados, de diámetro entre 0,5 y 4 cm, soportados por matriz arenosa de grano grueso y muy grueso. El ambiente

sedimentario se interpreta como un frente aluvial distal, fangoso, drenado por una red de canales de sinuosidad variable.

2.2.5.1.3. Areniscas, arcillas rojas y paleocanales de conglomerados (48). Rupeliense

Esta unidad constituye el término medio del sistema aluvial 3, con extensa representación en el flanco sur del anticlinal de Puig-reig, donde supera los 500 m de potencia. En el flanco norte disminuye hasta unos 150 m. Se dispone de forma discordante sobre las unidades 41 y 46 y cambia lateralmente a su equivalente distal oriental (47) y proximal occidental (49).

Está formada por areniscas que se organizan en niveles tabulares y subtabulares de potencia métrica a decamétrica, con base cóncava. Petrográficamente son litoarenitas, litoarcosas y arcosas, de tamaño de grano muy fino a grueso. Los conglomerados se intercalan en las areniscas o configuran estratos de espesor métrico, subtabulares, que gradan hacia techo a areniscas. Son homométricos, con cantos rodados de entre 3 y 6 cm de diámetro y litología variable. Cuando predominan los cantos calizos los conglomerados se encuentran bien cementados. Las paleocorrientes indican un sentido de transporte hacia el sur con dispersiones hacia el este y oeste. Las lutitas son masivas o alternan con delgadas capas tabulares de areniscas de grano fino. Predominan las argilitas, que pueden ser expansivas, de colores rojizos y ocres, eventualmente grises y verdosos, generalmente bioturbadas. Estas facies se interpretan como depósitos de abanico aluvial medio a distal, que era drenado por una red de canales de baja sinuosidad, generalmente trenzados.

2.2.5.1.4. Conglomerados polimícticos (49). Rupeliense

Esta unidad constituye el término proximal del sistema aluvial 3, y tiene una extensa representación en el sector occidental del sinclinal de Busa, donde destacan los afloramientos de la sierra de Sòbol, con una potencia que puede superar los 500 m. Se dispone de forma discordante sobre el sistema aluvial 2, y en el extremo septentrional se encuentra adosada al cabalgamiento de Vallfogona.

Está formada por conglomerados que se organizan en niveles subtabulares de potencia métrica a decamétrica, eventualmente culminados por areniscas ocres y separados por lutitas rojizas. Estos conglomerados son poligénicos y heterométricos, con cantos medianamente a bien rodados de calizas, areniscas, cuarzo, rocas ígneas y metamórficas, inmersos en una matriz arenosa de grano grueso a microconglomerático. Raramente muestran organización interna y escasa estratificación cruzada planar e imbricación de cantos, que indican paleocorrientes hacia el sur. Estas facies se interpretan como depósitos de abanico aluvial proximal a medio con predominio de las corrientes de derrubios ("debris flow").

2.2.5.1.5. Brechas monomícticas (50). Rupeliense

Esta unidad culmina la sucesión del sistema aluvial 3 y tiene una potencia de unos 100 m. En el sector noroeste se encuentra en el núcleo de un sinclinal tumbado adosado al cabalgamiento de Vallfogona, donde se dispone de forma discordante sobre la unidad 47 y en cambio lateral

de facies a la unidad 49. En el flanco norte del anticlinal de Puig-reig se intercala entre las unidades 47, 48 y 49, y su espesor es de unos 10 m.

Está formada por brechas monomícticas que se disponen en niveles masivos de potencia métrica y decamétrica con morfología subtabular o irregular, y límites difusos. Los clastos de las brechas son subangulosos, de calizas de alveolinas, heterométricos, de hasta 20 cm de diámetro, y soportados por matriz microconglomerática carbonática, muy cementada. Estas facies se interpretan como depositadas en la parte proximal a media de un abanico aluvial de área fuente local.

2.2.5.2. Sistema aluvial 4. Rupeliense

Este sistema se dispone de forma discordante sobre el sistema aluvial 3 (unidades 47 y 48), aflora aisladamente en el núcleo del sinclinal de Busa, al sur de la sierra del mismo nombre, y es muy extenso en el flanco meridional del anticlinal de Puig-reig, al suroeste de la Hoja. Se diferencian dos unidades:

2.2.5.2.1. Lutitas y areniscas con algún paleocanal de conglomerados (51). Rupeliense

Esta unidad tiene un espesor del orden de varios centenares de metros y está compuesta por argilitas de colores rojizos y pardos, masivas o con delgadas intercalaciones de areniscas. Estas son de colores ocres o blanquecinos y forman conjuntos subtabulares de paleocanales amalgamados de potencia métrica, ocasionalmente decamétrica, con estratificación cruzada de distinta escala, y acreción lateral.

Desde el punto de vista petrográfico, los niveles arenosos corresponden a litoarenitas, localmente muy arcósicas, de tamaño de grano grueso a fino. Los conglomerados, poco abundantes, constituyen lentejones en el seno de las areniscas, más frecuentes en la base. Los cantos son de naturaleza variada, bien rodados, de hasta 10 cm de diámetro. Las paleocorrientes mantienen la componente hacia el sur pero muestran dispersión hacia el este y oeste. Las características sedimentológicas de esta unidad permiten interpretarla como depósitos de abanico aluvial medio a distal.

2.2.5.2.2. Conglomerados polimícticos (52). Rupeliense

Esta unidad se dispone de forma discordante sobre el sistema aluvial 3, con excepción de la sierra dels Tossals, en donde se encuentra a techo de la unidad 51, con una potencia máxima visible de poco más de 100 m.

Está formada por conglomerados de colores grisáceos, muy cementados y de aspecto masivo. Los cantos son variados, con predominio de las calizas, soportados por matriz, medianamente a bien rodados, de diámetro entre 20 a 30 cm. Se encuentran configurados en niveles subtabulares, sin organización, con límites poco definidos y cicatrices internas, ocasionalmente separados por lutitas. Estas facies apuntan a mecanismos de transporte en masa en un ambiente de abanico aluvial proximal a medio.

2.2.5.3. Sistema aluvial 5. Chattiense

Este sistema representa la culminación de la sedimentación aluvial oligocena en el ámbito de la Hoja. Se encuentra ampliamente representado en el ángulo suroccidental, al norte de Solsona, donde ocupa una superficie de unos 20 km^2. Se diferencian dos unidades:

2.2.5.3.1. Arcillas y areniscas (53). Chattiense

Esta unidad se dispone en contacto discordante sobre la unidad 51, excepto en el sector septentrional, donde se apoya de forma concordante sobre la unidad 54. Su potencia supera los 100 m sin que se alcance su techo.

Está formada por argilitas y limolitas, de colores rojizos y marrones, en intervalos de potencia métrica y decamétrica, con intercalaciones de areniscas que configuran niveles subtabulares y canalizados bien definidos, de potencia deci- y métrica, con estratificación cruzada y marcas tractivas de base que indican paleocorrientes hacia el sur. Petrográficamente son areniscas arcósicas, de tamaño de grano medio-grueso a fino, poco cementadas. En su base pueden incluir conglomerados discontinuos de potencia decimétrica, con cantos de rocas metamórficas, cuarzo, lidita y granitoides, a menudo alterados. Estas facies se interpretan como sedimentos de ambientes aluviales distales.

2.2.5.3.2. Areniscas y arcillas con algún paleocanal de conglomerados (54). Chattiense

Esta unidad se interdigita con la unidad 53, de forma que se puede disponer a techo o en su base (noroeste de Lladurs), en cuyo caso se emplaza de forma discordante sobre la unidad 51. Al norte de Solsona proporciona resaltes morfológicos y su potencia es del orden de varias decenas de metros.

Las areniscas de la unidad se encuentran estratificadas en niveles métricos, normalmente subtabulares, con bases cóncavas y estratificación cruzada planar y en surco que, en general, se organizan en ciclos estrato- y granocrecientes. Petrográficamente son arcosas y litoarcosas, lo que les confiere un color blanquecino, de tamaño de grano grueso a fino y medianamente cementadas. Los conglomerados forman niveles de potencia decimétrica a métrica, vinculados a las areniscas. Los cantos están rodados y son de rocas metamórficas, granitoides, cuarzo, lidita, areniscas triásicas, calizas y dolomías. Las paleocorrientes indican un sentido de transporte hacia el suroeste y oeste. Las lutitas son de colores ocres y rojizos, y forman intervalos decimétricos, a veces alternando con delgadas capas tabulares de areniscas. En conjunto, estos depósitos pueden interpretarse como facies de abanico aluvial medio a distal.

2.2.6. Neógeno

2.2.6.1. Gravas y arenas (55). Fm Lladurs. Plioceno

Esta unidad, de unos 15 m de espesor, se dispone de forma erosiva y discordante sobre el sustrato eoceno, y su techo está inclinado 1,5º hacia el sur. Se localiza al norte de Lladurs y presenta muchas incisiones al estar cortada por diversos torrentes.

Está formada por gravas polimícticas y heterométricas, con cantos rodados de calizas, areniscas eocenas, pizarras, esquistos y cuarzo, de hasta 50 cm de diámetro, generalmente poco cementadas. Intercalan niveles de arenas de tamaño de grano grueso y medio con cantos dispersos. Estos materiales se organizan en cuerpos subtabulares bien estratificados, de espesor deci- y métrico, a menudo con la base suavemente canaliforme, y exhiben estratificación cruzada e imbricación de cantos indicando paleocorrientes hacia el sur.

Se trata de una unidad de origen poligénico, predominantemente aluvial, que se atribuye al Plioceno aunque no se descarta una edad pliocuaternaria.

2.3. CUATERNARIO

Las unidades cuaternarias, de reducida extensión y escaso espesor, son de origen poligénico (glacis y fondo de valle), fluvial y depósitos de ladera, que se localizan mayoritariamente en el tercio norte de la Hoja. Se han cartografiado un total de 7 unidades (56 a 62), que tienen sus equivalentes formaciones superficiales y formas del relieve en el Mapa Geomorfológico, por lo que la descripción que sigue a continuación se complementa con el epígrafe *4.3.2. Modelado y formaciones superficiales*.

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. Limos con cantos dispersos (56). Glacis. Pleistoceno-Holoceno

El nivel de glacis más importante se encuentra en Sant Llorenç de Morunys y ocupa una superficie de unos 3 km^2, con un espesor variable entre 5 y 15 m debido a la orografía del sustrato y a que presenta diferentes alturas, sugiriendo varias generaciones. Desciende desde el oeste al pie de los relieves adyacentes al macizo del Port del Comte, y al este de Sant Llorenç de Morunys enrasa y recubre la terraza alta (58) del río Cardener. También se identifican glacis en el sector meridional, como agentes de enlace entre zonas tabulares y ejes fluviales.

Los glacis son sedimentos poligénicos, formados por gravas de cantos angulosos calcáreos y bloques de calizas de hasta más de 2 m de diámetro, inmersos en matriz limosa, carentes de organización interna y de clasificación. En el sector proximal pueden alternar con tramos de gravas angulosas limpias, estratificadas y bien clasificadas. El grado de cementación es generalmente alto.

2.3.1.2. Gravas con matriz arenosa (58). Terrazas altas. Pleistoceno-Holoceno

Esta unidad engloba las terrazas altas de los ríos Cardener, Aigua d'Ora, Aigua de Valls y alguno de sus cursos subsidiarios, con espesores entre 5 y 15 m. Poseen reducida extensión, se emplazan de forma intermitente en el arco interno de los meandros, dan lugar a planicies con ligera pendiente hacia el río, y se encuentran por encima de un escarpe comprendido entre 15 y 20 m.

Las terrazas están formadas por gravas que constituyen una amalgama de niveles lenticulares de potencia decimétrica y continuidad lateral decamétrica, con estratificación cruzada y cantos

imbricados. Los cantos son de calizas y areniscas eocenas, filitas, esquistos, cuarzo y granitoides muy hidrolizados, en general rodados, aunque son frecuentes los bloques angulosos de areniscas o conglomerados eocenos. Están poco cementados con excepción de las terrazas del río Cardener en Sant Llorenç de Morunys. En las zonas de ala se depositan limos y arenas finas con cantos angulosos de areniscas locales. A techo suelen presentar un intervalo limoso con cantos dispersos que enrasa con las unidades 56 y 62.

2.3.1.3. Masas desprendidas, materiales heterométricos (60). Deslizamientos. Pleistoceno-Holoceno

Esta unidad se ha cartografiado especialmente en la vertiente meridional del macizo de los Rasos de Peguera, y se caracteriza por presentar depósitos heterogéneos y desorganizados. Son deslizamientos, desprendimientos, caídas rotacionales, reptaciones, y flujos y movimientos mixtos, que afectan principalmente al Garumniense (unidades 10 a 13) y al Ilerdiense (unidades 14 y 15).

2.3.1.4. Gravas angulosas y brechas con matriz lutítica (62). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno

Los coluviones están formados por gravas, cantos y bloques con matriz limosa en proporciones variables y limos con abundantes cantos dispersos. Los cantos son angulosos, excepto cuando ya vienen rodados del área fuente. Incluyen también niveles de gravas angulosas bien estratificadas y clasificadas, con escasa matriz limosa, de tipo "grèze litée" (SOLÉ SUGRAÑES, 1973b).

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Gravas, arenas y limos (57). Fondo de valle poligénico. Holoceno

Esta unidad está formada por sedimentos concentrados en los fondos de los valles de cabecera, con pocos metros de espesor. Como ejemplos se puede citar el torrente de Castellar, la riera de Tentellatge y la rasa de la Albereda.

En los ejes de los valles predominan los niveles de gravas de cantos angulosos y rodados, con matriz limosa y base erosiva, con intercalaciones de arenas de grano medio a fino y granoclasificación positiva. En los sectores laterales predominan los limos rojizos con cantos angulosos y bloques dispersos sin organización. Estas formaciones son aluviales y coluviales, asociadas a torrentes estacionales, que suman también aportes laterales gravitacionales.

2.3.2.2. Gravas y arenas (59). Fondo de valle y terraza actual. Holoceno

Esta unidad, de escasos metros de espesor, engloba los lechos de los ríos Cardener, Aigua de Valls, Aigua d'Ora, Aigua de Llinars, Aigua de la Corba, torrente del Riu y riera del Hospital.

Estos depósitos se restringen a estrechas franjas encajadas entre vertientes abruptas, excepto cuando lo hacen en la terraza alta (58). Las planicies a las que dan lugar se encuentran con frecuencia habilitadas para el cultivo. Están formados por niveles de gravas medias y finas con matriz arenosa que suelen gradar hacia techo a arenas con lentejones de gravas y limos

con cantos. Lateralmente pueden enrasar o estar recubiertas por formaciones coluviales (62) o poligénicas (56 y 57).

2.3.2.3. Gravas y bloques angulosos (61). Canchales. Holoceno

Esta unidad se ha cartografiado bajo el escarpe rocoso principal de la sierra de Querol, contrafuerte meridional del macizo del Port del Comte, donde su potencia puede superar los 10 m. Los canchales están formados por bloques y gravas angulosas bien estratificadas, con buena clasificación y sin cementar. La parte superior está lavada, no suele presentar matriz ni cubierta vegetal, mientras que por debajo de los 2 m se preserva la matriz limosa.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Sant Llorenç de Morunys se reparte entre dos grandes dominios estructurales, los Pirineos orientales (sector occidental) y el antepaís deformado de la cuenca del Ebro.

3.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LOS PIRINEOS

Los Pirineos son una cadena alpina de pliegues y cabalgamientos que se extiende de este a oeste a lo largo del borde norte de la península Ibérica. Tienen una longitud de 425 km en superficie que se prologan hasta los 1.100 km bajo el océano Atlántico, y se dividen en tres fragmentos: los Pirineos occidentales o vasco-cantábricos, los Pirineos centrales, situados entre las fallas de Pamplona y del Segre, y los Pirineos orientales, que se extienden desde la falla del Segre hasta el mar Mediterráneo.

El orógeno pirenaico se forma desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno inferior como resultado de la convergencia y colisión entre las placas Ibérica y Europea, que causa la subducción parcial de la primera y un acortamiento estimado entre 90 y 190 km (MUÑOZ *et al.*, 1986; BEAUMONT *et al.*, 2000; MOUTHEREAU *et al.*, 2014; MUÑOZ, 2019). La compresión supone la inversión de un hiperextendido sistema de "rift" que exhuma el manto entre las dos placas, que se ha venido desarrollando durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, conectando el Atlántico con el Tethys (JAMMES *et al.*, 2009; LAGABRIELLE *et al.*, 2010; TUGEND *et al.*, 2014).

Los Pirineos muestran un núcleo central de rocas paleozoicas, flanqueado al norte y al sur por coberteras meso-cenozoicas. El núcleo (la zona Axial) está formado por grandes domos de rocas cambro-ordovícicas separados por sinformes de rocas silúrico-devónicas, estructuras que lateralmente son cortadas por batolitos graníticos. La cobertera se estructura en una secuencia de anticlinales y sinclinales mesozoicos carbonatados, con los sedimentos clásticos finicretácicos a eocenos acumulados a lo largo de los sinclinales.

Estas estructuras fueron mayoritariamente consideradas autóctonas hasta los años 70 del siglo pasado, interpretadas como pliegues, fallas de desgarre y cabalgamientos menores (véanse, por ejemplo, síntesis sobre las diversas interpretaciones en HARTEVELT, 1970 y SÉGURET, 1972). En el sector este de los Pirineos orientales, sin embargo, algunas unidades ya habían sido interpretadas como alóctonas. En los años 70 se ponen de manifiesto mantos como el

Montsec, a partir de la información aportada por la exploración petrolera, y el Pedraforca (por ejemplo, SÉGURET, 1972 y GARRIDO-MEGÍAS, 1973). En los años 80 las interpretaciones aloctonistas se suceden (WILLIAMS y FISCHER, 1984; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; MUÑOZ *et al.*, 1986; entre otros) de forma que los Pirineos son interpretados como un sistema imbricado de cabalgamientos despegados del basamento de la zona Axial.

En los años 90, el corte interpretativo del perfil de sísmica profunda ECORS (CHOUKROUNE y ECORS TEAM, 1989), muestra una cuña orogénica asimétrica de doble vergencia, formada por un apilamiento antiformal de mantos inferiores de basamento varisco vergentes al sur, bordeado por secuencias de mantos superiores de cobertera vergentes al norte y al sur (MUÑOZ, 1992).

Los mantos inferiores son, de inferior a superior: Rialp, Orri y les Nogueres. El primero aflora sólo en una estrecha ventana tectónica, mientras que los otros dos se reparten, a mitades prácticamente iguales, la superficie de la zona Axial. Los mantos superiores meridionales son, de norte a sur: Bóixols, Montsec y Sierras Marginales, y se estructuran en secuencia de propagación de bloque inferior ("piggy-back") desde el Cretácico Superior al Oligoceno. El cabalgamiento basal y frontal de todo este sistema se sitúa sobre un Paleógeno autóctono discordante sobre el basamento pre-varisco, ambos en continuidad con la sucesión de la cuenca del Ebro (CLAVELL *et al.*, 1988; MUÑOZ *et al.*, 2018).

El manto de Bóixols posee un Cretácico Inferior potente y completo pero muy irregular; el manto del Montsec muestra un Jurásico y Cretácico Superior completos, sin apenas Cretácico Inferior; y las Sierras Marginales presentan una serie reducida de Cretácico Superior-Paleoceno discordante sobre un Jurásico incompleto. Entre estas unidades se desarrollan las cuencas sedimentarias finicretácicas a eocenas que fosilizan los cabalgamientos que las limitan.

3.2. LOS PIRINEOS ORIENTALES

Los Pirineos orientales constituyen el fragmento de la cadena pirenaica que se extiende desde la zona de rampas oblicuas del Segre (CLAVELL *et al.*, 1988; VERGÉS, 2003) hasta el mar Mediterráneo. Al igual que los Pirineos centrales, están formados a su vez por los dos grandes dominios estructurales, basamento y cobertera.

El basamento está formado por los mantos inferiores de Orri y les Nogueres (Paleozoico) y Cadí (Meso-Cenozoico). Las unidades de cobertera reproducen, en una franja mucho más estrecha, el esquema estructural de los Pirineos centrales, y conforman secuencias de mantos con una serie mayoritariamente mesozoica, pero tienen un ámbito areal restringido al oeste (Pedraforca, sierra del Verd, Queralt) y al este (Figueres-Montgrí) de este dominio. La estimación del acortamiento en los Pirineos orientales oscila entre 111 y 125 km (VERGÉS *et al.*, 1995, 2002; GROOL *et al.*, 2018).

3.3. UNIDADES ESTRUCTURALES ALPINAS DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL MANTO DEL CADÍ

En el sector occidental del manto del Cadí, la cobertera muestra una superposición anómala de Cretácico sobre Eoceno, que ya fue cartografiada como alóctona por G. ASTRE en los años 20 (BILOTTE y ARAGONÈS (2010). Posteriormente, esta disposición se ha interpretado como subau-

tóctona o moderamente alóctona y transportada hacia el norte o el sur, o formando parte de estructuras extrusivas de doble flujo e incluso alóctona hacia el este y oeste. GUÉRIN-DESJARDINS y LATREILLE (1962) la interpretan como un "klippe" sobre formaciones autóctonas. Posteriormente SÉGURET (1972) define el manto del Pedraforca como una unidad cretácica emplazada sobre materiales eocenos. VERGÉS y MARTÍNEZ (1988) dividen el manto del Pedraforca en dos unidades, el manto inferior, constituido principalmente por materiales del Cretácico Superior, y el manto superior, formado básicamente por rocas del Cretácico Inferior y que se considera generado por la inversión tectónica de una cuenca extensional. En los mapas modernos se divide a su vez el manto inferior del Pedraforca en dos unidades, las láminas de Queralt y el manto de la sierra del Verd (véase por ejemplo, el *Atles geològic de Catalunya*, ICGC, 2010).

Un corte estructural del sector occidental de los Pirineos orientales muestra una superposición de unidades alóctonas de vergencia sur que, de inferior a superior, son (Figuras 4 y 5):

- El manto del Cadí, compuesto de zócalo varisco (Orri vs. les Nogueres) y cobertera alpina constituida mayoritariamente por materiales cenozoicos, superpuesta al Paleógeno autóctono.
- La lámina del Port del Comte, que se considera una subunidad del manto del Cadí, al que se superpone en su flanco suroccidental. Su serie es mayoritariamente paleógena.
- Las láminas de Queralt, caracterizadas por series mesozoicas poco potentes. Se correlacionan con las láminas de las Sierras Marginales de los Pirineos centrales.
- El manto de la sierra del Verd, constituido por una serie del Cretácico Superior-Cenozoico. Se interpreta como equivalente oriental del manto del Montsec.
- El manto superior del Pedraforca, que incorpora unidades del Jurásico y Cretácico Inferior. Se circunscribe al ámbito de las Hojas septentrionales de Gósol (nº 254) y la Pobla de Lillet (nº 255).

3.3.1. Manto del Cadí

El manto del Cadí es uno de los mantos inferiores pirenaicos compuesto por un zócalo varisco, sobre el que se dispone una cobertera alpina que se estructura en amplio sinclinal (Ripoll) de dirección este-oeste y ligera vergencia hacia el sur (MUÑOZ, 1985). Su rampa basal y frontal es el cabalgamiento de Vallfogona, que discurre entre materiales paleógenos y pone en contacto la unidad con el antepaís deformado de la cuenca del Ebro (MUÑOZ *et al.*, 1986). Esta estructura es el cabalgamiento basal ("sole thrust") del sistema de unidades alóctonas de los Pirineos orientales.

La cobertera alpina del manto del Cadí presenta series estratigráficas diferenciadas en sus flancos norte y sur. El flanco norte está formado por una serie monoclinal vergente al sur, constituida por materiales delTriásico, un conjunto del Cretácico Superior muy reducido, y una sucesión Garumniense a Eoceno medio con un espesor de entre 3 y 5 km. El flanco sur se muestra como una estrecha franja entre el cabalgamiento de Vallfogona y el frente de las láminas de Queralt, dominantemente constituida por las turbiditas de la Fm Vallfogona y sus unidades asociadas.

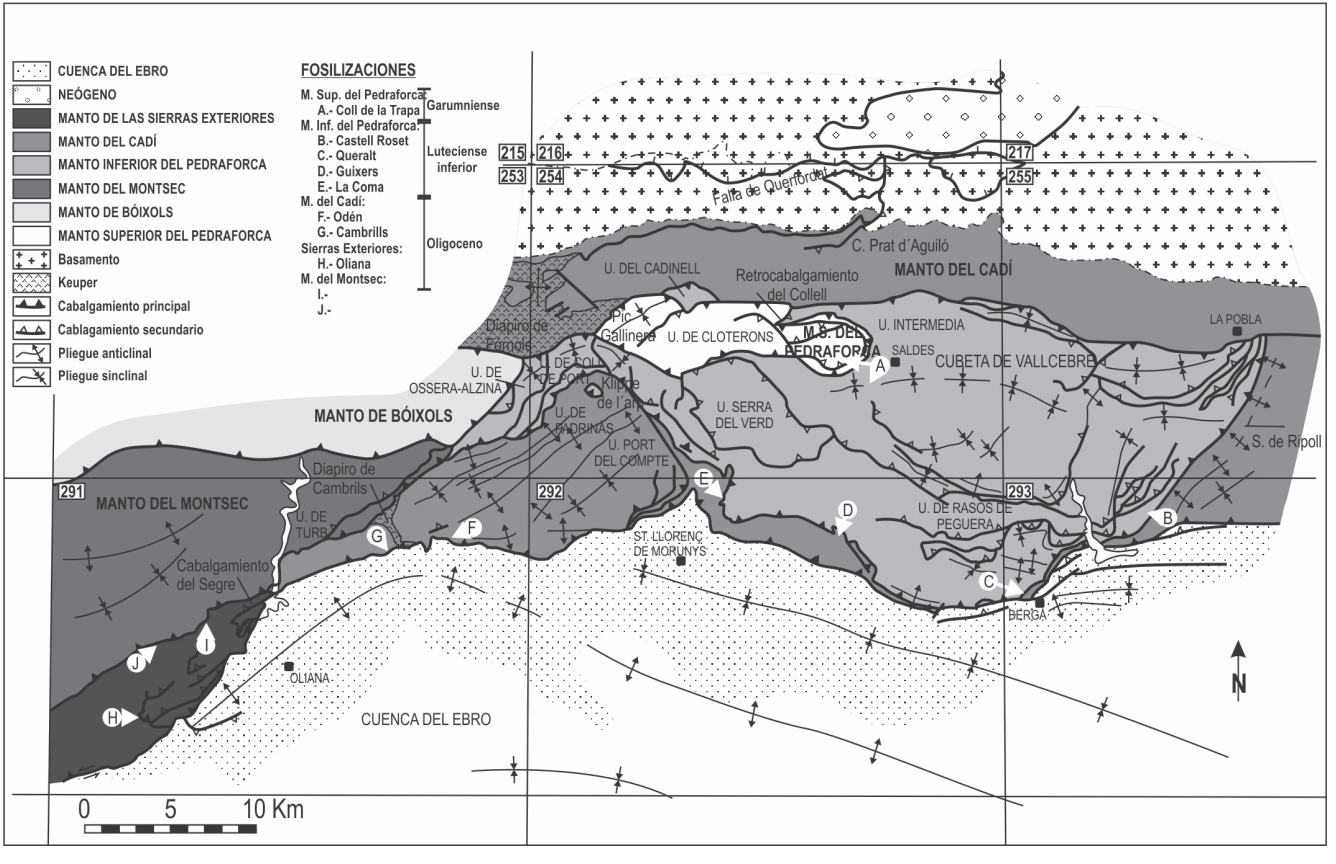


Figura 4. Mapa de las unidades estructurales del sector occidental del manto del Cadí.

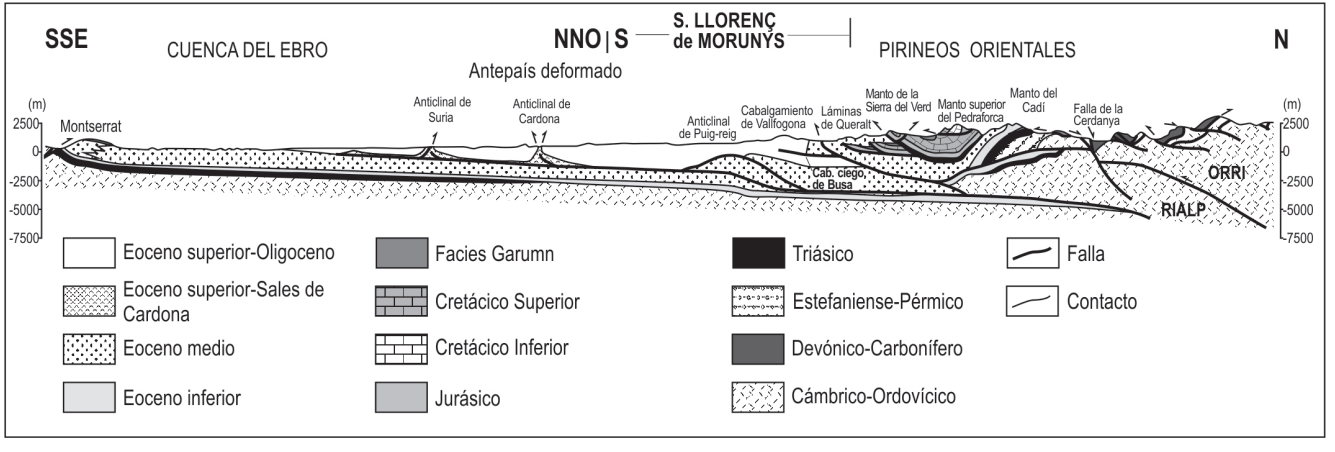


Figura 5. Corte de los Pirineos orientales en el sector occidental del manto del Cadí que atraviesa el sector central de la Hoja (ICGC, 2010).

El manto del Cadí soporta la cuenca "piggy-back" de Ripoll, caracterizada por un surco turbidítico del Eoceno inferior que se deposita sincrónicamente con el emplazamiento de las láminas de Queralt y el manto de la sierra del Verd, y una sucesión marino-somera a continental del Eoceno medio-Oligoceno, coetánea con la emergencia de la rampa frontal del cabalgamiento de Vallfogona y el apilamiento antiforme ("underthrusting") de las unidades de basamento. Estos emplazamientos son los que pliegan el manto y sus formaciones sobreimpuestas en sinclinal (MUÑOZ *et al.*, 1986; PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1986; BURBANK *et al.*, 1992a).

Las unidades evaporíticas relacionadas con las turbiditas (yesos de Vallfogona, Beuda, el Serrat) actúan como el principal nivel de despegue en los Pirineos orientales y controlan los últimos estadios de la evolución estructural del manto del Cadí (VERGÉS *et al.*, 1992). El depocentro de la cuenca evaporítica se encuentra en el bloque inferior, como se deduce de la información de subsuelo (MARTÍNEZ *et al.*, 1997).

3.3.2. Lámina del Port del Comte

Esta lámina se considera una subunidad del manto del Cadí, al que se superpone mediante el cabalgamiento del Port del Comte (véase la memoria de la Hoja de Gósol, nº 254). Es de forma triangular y está limitada por las rampas oblicuas del Segre y Cardener, a oeste y este respectivamente. Al sureste de la lámina, su rampa frontal cabalga materiales eocenos del manto del Cadí y hacia el oeste se entronca con el cabalgamiento de Vallfogona a la altura del Coll de Jou. Ambas estructuras quedan fosilizadas más al oeste por los conglomerados oligocenos del antepaís en el sector de Cambrils (Hoja de Oliana, nº 291). En el ámbito de la Hoja de Sant Llorenç sólo entra el cuadrante suroriental de la lámina.

La serie de la lámina del Port del Comte está formada por un Jurásico limitado al extremo occidental, un Cretácico reducido y un Eoceno inferior-medio bien desarrollado, con altos relieves proporcionados por las calizas con alveolinas. Su estructura interna se caracteriza por una serie de pliegues de dirección noreste-suroeste, con niveles de despegue en el Keuper (GUÉRIN-DESJARDINS y LATREILLE, 1962; SOLÉ SUGRAÑES, 1973a; VERGÉS, 1993), cortados ortogonalmente por la falla del Cardener y el cabalgamiento de Vallfogona. El crecimiento de estos pliegues es simultáneo a la sedimentación del Eoceno inferior-medio, como lo atestiguan los cambios de potencias y facies (BETZLER, 1989a) y la discordancia de la Fm La Penya (Ypresiense superior-Luteciense inferior), que recubre los pliegues en la zona de l'Arp, en el flanco septentrional del anticlinal de Tossa Pelada (Hoja de Gósol, nº 254). La orientación de los pliegues, paralela a la rampa del Segre y a la rampa frontal de la lámina, marcan su sentido de transporte hacia el sureste, comportándose la falla del Cardener como rampa lateral (VERGÉS, 1993).

3.3.3. Láminas de Queralt

Las láminas de Queralt cabalgan la lámina del Port del Comte por el norte, donde se han cartografiado las unidades de Ossera-Alzina, Padrinàs y Coll de Port (Figura 4). En dirección sureste y ya en el ámbito de la Hoja, las láminas configuran los relieves de las sierras de Pratformiu, Guixers y Lladres (o el Tossal), y se extienden hacia la sierra de Queralt (Hoja de Berga, nº 293). La sucesión estratigráfica de estas láminas está formada por un conjunto de

edad jurásica sobre la que se dispone una reducida sucesión del Senoniense, depósitos del Paleoceno (facies Garumniense) e Ilerdiense y unidades aluviales del Eoceno inferior-medio.

La rampa basal cabalga sobre las turbiditas de Vallfogona del manto del Cadí, y queda fosilizada por la Fm Coubet (Luteciense medio). La estructuración frontal de las láminas de Queralt puede observarse en varios puntos (B, C, D y E; Figura 4):

En la sierra de Guixers (punto D; Figura 4) aflora una potente serie de conglomerados sintectónicos en relación con un sistema imbricado de láminas cabalgantes que se propaga hacia el traspaís en una secuencia de bloque superior (fuera de secuencia, Figura 6). Estas láminas llegaban a emerger por encima del nivel del mar produciendo conglomerados que fosilizaban las estructuras anteriores, y eran a su vez involucrados en los emplazamientos de las láminas cada vez más jóvenes. Las cuatro discordancias mayores (1-4) registran los sucesivos estadios del emplazamiento del sistema imbricado (MARTÍNEZ *et al.*, 1996). Secuencias similares son observables en la Hoja de Berga (nº 293): en la sierra de Queralt (Figura 7; punto C en Figura 4; MARTÍNEZ *et al.*, 1996), y en el anticlinal de Vilada (punto B; MARTÍNEZ *et al.*, 1988), así como en el anticlinal de Oliana (Hoja de Oliana, nº 291; VERGÉS, 1993).

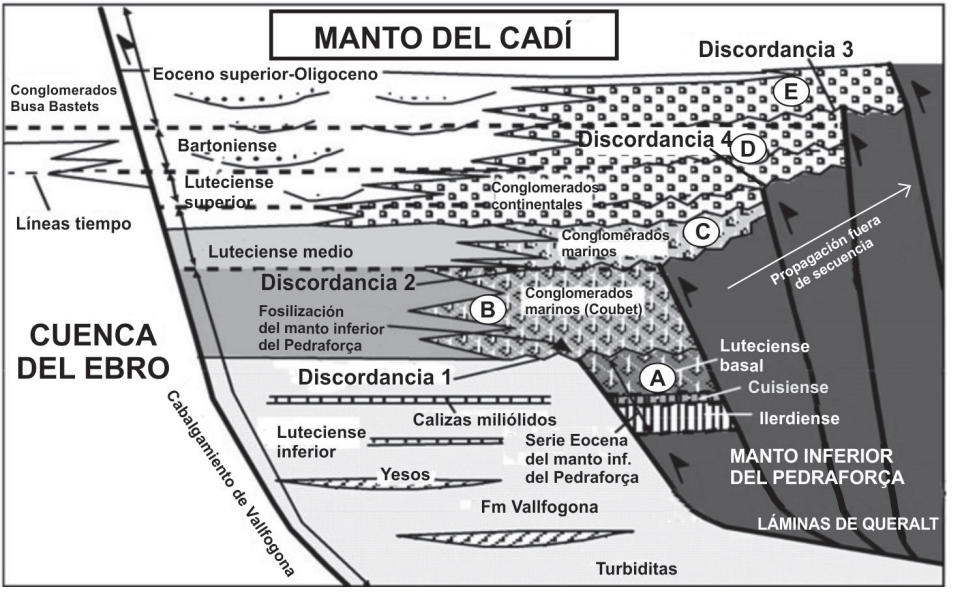


Figura 6. Relación de las láminas de Queralt con los conglomerados sintectónicos en la sierra de Guixers (punto D; Figura 4; MARTÍNEZ et al., 1996).

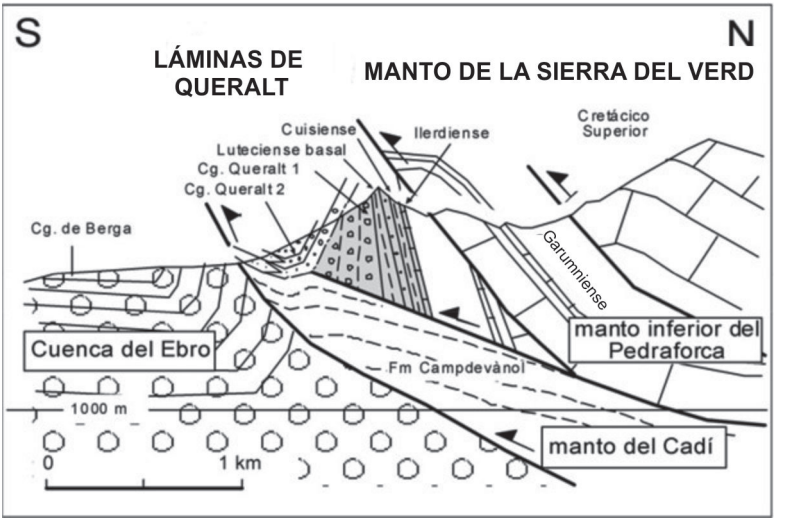


Figura 7. Estructura y fosilización de las láminas de Queralt en la sierra de Queralt (punto C; Figura 4; MARTÍNEZ et al., 1996).

En la sierra de Pratformiu (punto E, Figura 4), el anticlinal de bloque superior del Jurásico adquiere una dirección norte-sur. La existencia de fallas de dirección noreste-suroeste y norte-sur, cortan el cabalgamiento basal dando lugar a una zona muy compleja. Los sedimentos de la Fm Coubet (unidad 25) que lo fosilizan están a su vez están afectados por el pliegue anticlinal.

En el sector de Llinars-sierra de Sisquer, la rampa basal adquiere una dirección oblicua que, conjuntamente con la litología turbidítico-evaporítica del manto del Cadí, da lugar a pliegues, cabalgamientos y retrocabalgamientos que sitúan las turbiditas (unidad 19) por encima de la Fm Coubet (unidad 24), motivo por el cual en este sector la fosilización de las láminas sólo se observa en un afloramiento reducido cerca de Can Sisquer.

En la sierra dels Lladres, el anticlinal de bloque superior se estructura en materiales del Cretácico Superior. Hacia el noreste le sucede el sinclinal de Espinalbet, cuyo núcleo está relleno de sedimentos ilerdienses que pueden interpretarse como sintectónicos, puesto que se disponen en forma de discordancia progresiva (Corte II-IIIV del Mapa Geológico).

Recientemente, CRUSET *et al.* (2019) estudian el comportamiento de los fluidos en el emplazamiento de las láminas de Queralt, y observan que durante los últimos estadios de compresión, los cementos calcíticos indican una progresiva mezcla en profundidad de fluidos calientes y salinos con fluidos de aguas meteóricas a medida que la estructura va emergiendo.

3.3.4. Manto de la sierra del Verd

El manto de la sierra del Verd es de forma trapezoidal y se sobrepone por encima del fragmento occidental del manto del Cadí, sobre el que se estructura en sinclinal (Vallcebre) y en relación de

rellano o rampa muy suave. Está formado por tres láminas, que de oeste a este son: sierra del Verd s.s., Ensija-los Rasos de Peguera y la Nou, pero sólo la subunidad de los Rasos de Peguera entra en el extremo nororiental de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys (Corte II-IIIV del Mapa Geológico). La sierra del Verd s.s., en el frente del manto, es un sinclinal con geometría de "pop-up" limitado por dos cabalgamientos de vergencias opuestas (Figura 4 y corte geológico II-II' del Mapa Geológico de la Hoja de Gósol, nº 254). La serie del manto de la sierra del Verd, en el macizo de los Rasos de Peguera, está constituida por Keuper, Lías, Dogger y Senoniense.

La distribución tridimensional del Cretácico Superior del manto de la sierra del Verd sugiere que su geometría está controlada por la forma de la cuenca. La serie más potente, de facies más distales y completa se encuentra en la parte más septentrional y, hacia el sur, los materiales son más modernos, de facies más proximales y menos potentes, características que también se observan en sentido este-oeste (BILOTTE, 1985; VICENS, 1992; VERGÉS *et al.*, 1994).

3.3.5. Manto superior del Pedraforca

El manto superior del Pedraforca (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988) es de dimensiones más reducidas, se superpone al manto de la sierra del Verd en su extremo noroccidental y se caracteriza por presentar una serie dominantemente jurásica y del Cretácico Inferior. Se ubica prácticamente en su totalidad en la Hoja de Gósol (nº 254).

3.4. LA CUENCA DEL EBRO

La cuenca de antepaís del Ebro tiene forma de cuña en sección transversal, de forma que disminuye en potencia de norte a sur, y está básicamente constituida por un basamento paleozoico sobre el que se asienta una serie que abarca desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno (MUÑOZ *et al.*, 2018). En los Pirineos orientales, la cuenca del Ebro se extiende desde el cabalgamiento de Vallfogona, rampa frontal del manto del Cadí, hasta la cadena Costero-Catalana.

El cabalgamiento de Vallfogona atraviesa la Hoja de este a oeste, con una trayectoria ligeramente oblicua y una indentación hacia el norte en el valle del río Cardener, reflejo de rampas oblicuas entre las unidades del Cadí y el Port del Comte (Figura 4). El emplazamiento de los mantos en superficie origina discordancias progresivas en los conglomerados, y su emplazamiento en subsuelo da lugar a una sucesión de pliegues y cabalgamientos que constituyen el antepaís plegado (Figura 5).

Estos pliegues presentan orientaciones noroeste-sureste (por ejemplo, Busa, Puig-reig, Solsona y Sanaüja) y suroeste-noreste (por ejemplo, Oliana, Vilanova, Ardèvol, Pinós-Cardona y Súria). No obstante, VERGÉS (1993), basándose en datos de paleomagnetismo (BURBANK *et al.*, 1992b y DINARÉS *et al.*, 1992) interpreta que el anticlinal de Oliana es la continuación hacia el oeste del anticlinal de Puig-reig, pero que habría rotado en sentido anti-horario por el emplazamiento de los mantos de los Pirineos centrales.

Ambos anticlinales, Oliana y Puig-reig, están constituidos además por un dúplex de láminas eocenas mientras que los pliegues más meridionales acumulan en su núcleo las sales de la

Fm Cardona (VERGÉS y MUÑOZ, 1990; VERGÉS, 1993). Este hecho es debido a que el nivel de despegue del cabalgamiento basal surpirenaico asciende en la serie hacia el sur, según la distribución de las formaciones evaporíticas, pasando de la Fm Beuda (Luteciense inferior) en la estructura Puig-reig-Oliana a la Fm Cardona (Eoceno superior) en Cardona y Súria, disposición que también se da de este a oeste (VERGÉS *et al.*, 1992; SANS *et al.*, 1996) (Cortes I-I' y II-II' del Mapa Geológico).

La deformación penetrativa por acortamiento paralelo a las capas, como revelan las fábricas magnéticas, se extiende en el antepaís mucho más allá del "frente de deformación" pirenaico cuando las capas más rígidas constituyen el nivel de despegue principal, mientras que hacia el este, la deformación se disipa cerca del frente de deformación cuando el despegue se debe principalmente a depósitos salinos (PARÉS y ANASTASIO, 2018).

En el dominio del antepaís deformado de la Hoja destacan dos estructuras (Cortes I-I' y II-II' del Mapa Geológico):

- La discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys y el sinclinal de Busa.
- El anticlinal de Puig-reig.

3.4.1. Discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys y sinclinal de Busa

En esta singular estructura, las capas forman un abanico en el que pasan de invertidas o subverticales a gradualmente presentar buzamientos más suaves hasta encontrarse horizontales. La serie se inicia en el valle del río Cardener con más de 1.000 m de margas esquistosadas invertidas, seguidas de sedimentos marinos detríticos, sedimentos de tránsito (Fms Banyoles y Igualada), y una serie continental conglomerática de 2.500 m (Fm Berga) que cubre una gran área y es de edad Eoceno superior-Oligoceno.

Esta serie contiene discordancias internas, que son angulares al oeste, en la sierra de Lord, y conformables al este de la sierra de Busa. Básicamente, la estructura es un pliegue de propagación de falla de crecimiento (sinclinal de Busa), resultado del emplazamiento del manto del Cadí, mientras la sedimentación sigue su curso, es decir, se trata de la estructura de bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona. En su bloque superior, el cabalgamiento, que buza unos pocos grados al norte, transporta principalmente carbonatos y margas eocenas del manto del Cadí. En profundidad, VERGÉS (1993) interpreta que los conglomerados sintectónicos están desplazados por un cabalgamiento fuera de secuencia (cabalgamiento ciego de Busa), que se entronca con el cabalgamiento de Vallfogona (Figura 5).

La discordancia de Sant Llorenç de Morunys es la estructura más estudiada de la Hoja, que ya fue interpretada, por ejemplo, por BIROT (1937), pero que es especialmente conocida internacionalmente desde los trabajos de RIBA (1973, 1976), que introduce un modelo geométrico evolutivo basado en la interacción entre la actividad tectónica y la velocidad de sedimentación. Define el concepto de "discordancia progresiva" como un abanico de capas originado por una superficie de sedimentación que bascula, levantándose por un lado, hundiéndose o subsidiendo por otro, sin que cese el depósito.

Posteriormente, los mecanismos cinemáticos de crecimiento del pliegue durante el deslizamiento de la falla han sido ampliamente debatidos. La Figura 8 ilustra dos modelos que incorporan los dos procesos principales que pueden generar un doble pliegue de crecimiento. SUPPE *et al.* (1997) proponen un modelo de charnela migrante ("migrating hinge", "limb lengthening" o "fixed-axis kink-band migration"; SUPPE y MEDWEDEFF, 1990). FORD *et al.* (1997) apuestan por el modelo de charnela fija ("fixed hinge" o "fold limb rotation"; HARDY y POBLET, 1995), que exhibe una progresiva rotación y un adelgazamiento de los estratos. ALONSO *et al.* (2011) proponen un modelo híbrido de ambos.

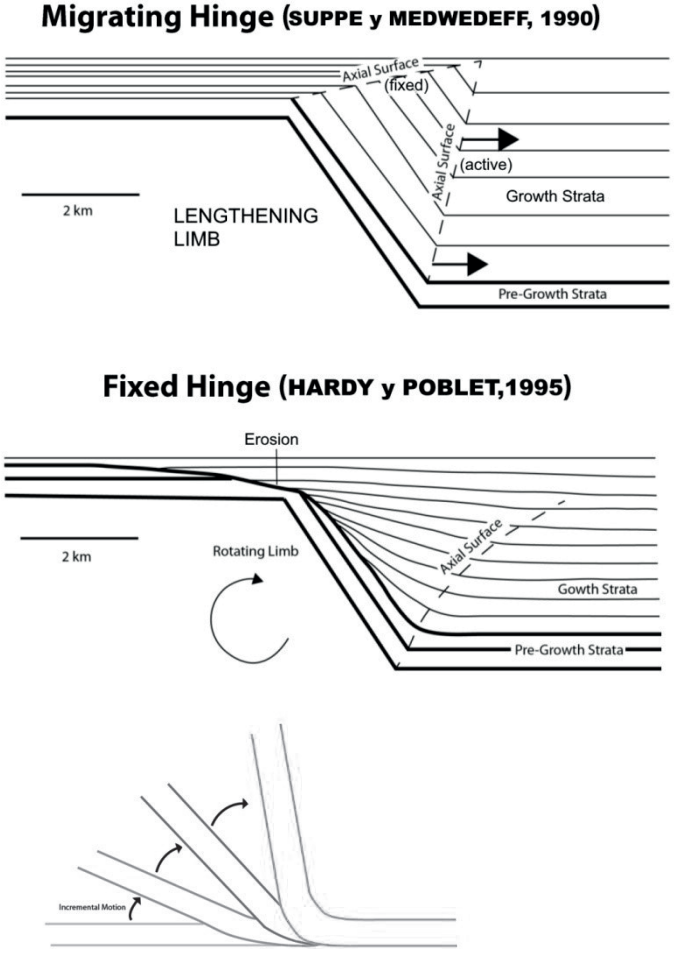


Figura 8. Modelos que incorporan los dos procesos principales que pueden generar un doble pliegue de crecimiento, y que muestran geometrías distintivas de "growth strata" (FORD et al., 1997).

Las facies sedimentarias son descritas por WILLIAMS *et al.* (1998), que establecen cuatro períodos de evolución de la estructura definidos en base a una arquitectura estratigráfica distintiva, analizando geometrías de "onlap, overlap y offlap". BARRIER *et al.* (2010) definen dos ambientes sedimentarios: un gran abanico aluvial permanente que prograda sobre lagos efímeros, y un abanico reducido temporal, que responde a los diferentes impulsos de los cabalgamientos. Sin embargo, CARRIGAN *et al.* (2016) establecen un modelo cronoestratigráfico de alta resolución que sugiere escasa correlación entre deformación y sedimentación, es decir, que presupone una sedimentación constante en un área grande que sobrepasa el ámbito de la estructura, mientras alternan largos períodos de quietud con puntas de fracturación y plegamiento.

3.4.2. Anticlinal de Puig-reig

La continuación del sistema de cabalgamientos en el subsuelo origina series de pliegues concéntricos muy suaves. El primero de ellos es el anticlinal de Puig-reig, con más de 50 km de longitud y una dirección ONO-ESE, ligeramente oblicuo a las estructuras pirenaicas. Es un pliegue suave, de gran amplitud y ligera vergencia sur, constituido por conglomerados continentales de la Fm Berga y areniscas y arcillas fluviales de la Fm Solsona (sistema aluvial 3). El anticlinal de Puig-reig, con la información aportada por el sondeo Puig-reig-1, situado unas decenas de km al este, se interpreta como el resultado de un doble cabalgamiento en profundidad (dúplex), originado por la rampa basal que salta de las evaporitas de la Fm Beuda a las sales de la Fm Cardona (VERGÉS *et al.*, 1992) (Corte II-II' del Mapa Geológico). El emplazamiento de esta doble estructura es simultáneo al del cabalgamiento de Vallfogona, como demuestra la geometría de doble cuña del sinclinal de Busa, con sus capas adelgazando hacia el norte y el sur (VERGÉS, 1993).

Los anticlinales de bloque superior de estos cabalgamientos ciegos causan la forma anticlinal en superficie, poco marcada debido al progresivo recubrimiento discordante de las capas de la parte alta de la Fm Solsona, que sólo están ligeramente plegadas. Como ya se ha explicado, el anticlinal de Puig-reig se continuaría hacia el oeste para enlazar con el anticlinal de Oliana, de forma que la flexión del pliegue anticlinal condiciona el encauzamiento de los conglomerados más modernos que fosilizan las estructuras en el sector de Odèn-Cambrils (Hoja de Oliana, nº 291); VERGÉS (1993), FORD *et al.* (1997), WILLIAMS *et al.* (1998).

La charnela y los flancos del anticlinal de Puig-reig están atravesados por fallas inversas, normales y direccionales. CRUSET *et al.* (2016) estudian la evolución de los fluidos que precipitaron en las fallas y concluyen que la cementación se realizó en dos etapas, una meteórica y una segunda de probable carácter hidrotermal. Este tipo de estudios tiene interés para la industria del petróleo puesto que permite predecir la migración de los hidrocarburos a través de fracturas antes de su cementación, y el anticlinal de Puig-reig es un buen análogo de estructuras productivas como, por ejemplo, en el antepaís del Zagros (Oriente Medio).

3.5. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS

Los mantos de corrimiento presentes en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys se emplazan durante el transcurso del Paleógeno según una secuencia de bloque inferior, que se desarrolla en tres estadios principales (Figura 9):

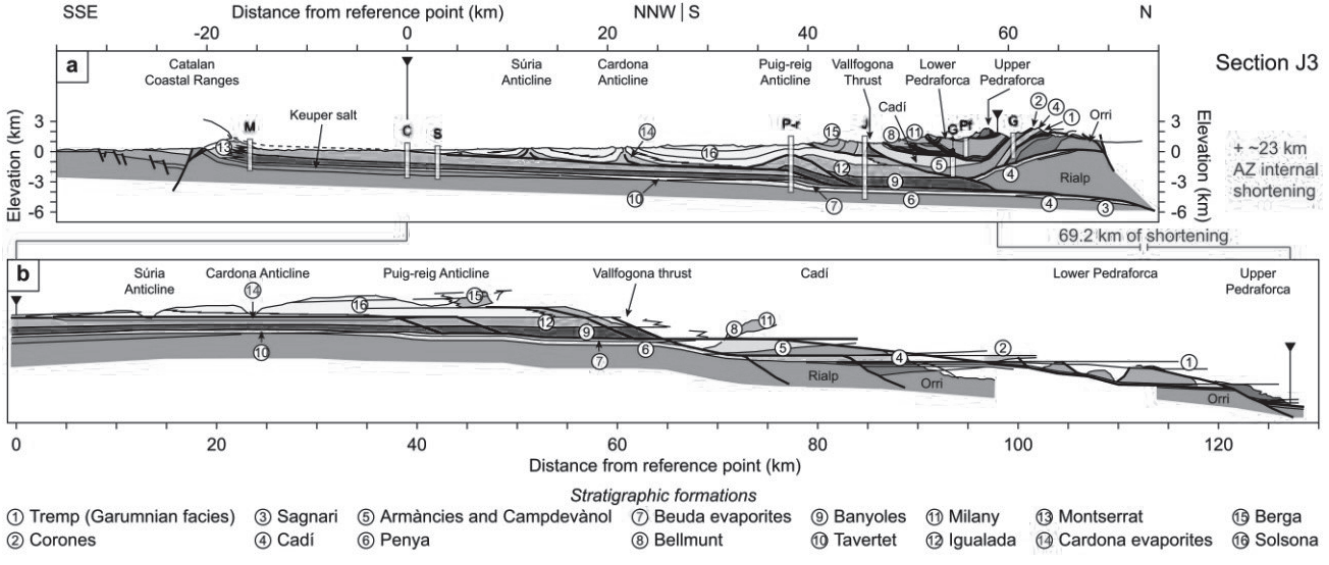


Figura 9. Corte balanceado y restituido del sector occidental del manto del Cadí y cuenca de antepaís del Ebro (VERGÉS, 1993; GROOL et al., 2018).

3.5.1. Eoceno inferior

En el Eoceno, el acortamiento entre Iberia y Europa que se ha iniciado a mediados del Cretácico Superior, se acelera a ~3,1 mm/a (GROOL *et al.*, 2018). El manto de la sierra del Verd se emplaza durante el Eoceno inferior (~56-48 Ma) y origina una cuenca de antepaís, que se rellena con sedimentos del Eoceno inferior-medio que muestran estructuras sincrónicas con la sedimentación, como por ejemplo las discordancias de la Fm La Penya (Luteciense inferior, ~48-46,5 Ma). Los aportes provienen del norte y reflejan un progresivo desmantelamiento ("unroofing") de la zona Axial (ODLUM *et al.*, 2019).

3.5.2. Eoceno medio

Las láminas de Queralt se emplazan en el Eoceno medio (~49-45 Ma). Según PUIGDEFÁBREGAS *et al.* (1986) y BURBANK *et al.* (1992), el movimiento se inicia durante la deposición de la Fm Corones (Ypresiense superior, ~53,5-50,5 Ma), pero la existencia de la brecha de Fórnols (Paleoceno, ~59-56 Ma; Hoja de Gósol, nº 254) y de discordancias progresivas en materiales ilerdienses, demuestran que durante el Ypresiense inferior ya se inician los movimientos que acabarán formando las láminas. El emplazamiento final se sitúa sobre los yesos de Beuda (Luteciense inferior, ~46,5 Ma) y queda fosilizado por los materiales detríticos de la Fm Coubet (Luteciense medio, ~46-44 Ma) (MARTÍNEZ *et al.*, 1988). En el frente de las láminas se desarrolla un sistema imbricado de cabalgamientos en secuencia de bloque superior (véase el epígrafe 3.3.3. Láminas de Queralt).

La velocidad de emplazamiento del manto inferior del Pedraforca (conjunto formado por las láminas de Queralt y el manto de la sierra del Verd) se estima entre 3,9 y 4,4 mm/a y el valor del acortamiento en 36,2 km, de los cuales 27,4 km corresponden a la traslación del conjunto por medio de su cabalgamiento inferior, y 8,8 km a la deformación interna representada por el sistema de pliegues y cabalgamientos (VERGÉS, 1993).

3.5.3. Eoceno superior-Oligoceno

A partir del Luteciense inferior (~46 Ma), tal como atestiguan las discordancias angulares en el sinclinal de Ripoll, un cabalgamiento inferior (Vallfogona) transporta todas las unidades hacia el sur, constituyendo el manto del Cadí (MARTÍNEZ *et al.*, 1988; MUÑOZ *et al.*, 1994; RAMOS *et al.*, 2002). Este emplazamiento origina el levantamiento del manto que se manifiesta con el cambio de medios marinos a continentales (Fm Coubet y unidades aluviales suprayacentes). RUSHLOW *et al.* (2013) sitúan la fase final de deformación del manto del Cadí en el Eoceno superior-Oligoceno inferior (36-30 Ma) y su exhumación ya en el Oligoceno (34-29 Ma). CARRIGAN *et al.* (2016) sitúan el inicio del plegamiento de la discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys prácticamente al inicio del Oligoceno (33,85 Ma), y el final de la deformación, aunque menos acotada, más joven de 31,06 Ma. En el Oligoceno la velocidad de acortamiento de los márgenes continentales se ha reducido a ~2,1 mm/a de promedio, según GROOL *et al.* (2018). Los depósitos de las cuencas de antepaís involucradas en la deformación son reciclados a la vez que el cinturón de pliegues y cabalgamientos avanza hacia el antepaís.

Los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno (~36-29 Ma) fosilizan el cabalgamiento, siendo cada vez más jóvenes hacia el suroeste.

El valor del acortamiento originado por el manto del Cadí depende de la extensión de materiales autóctonos eocenos por debajo del cabalgamiento de Vallfogona, deducible sólo en algunas líneas sísmicas de sectores más orientales (MARTÍNEZ *et al.*, 1997; CLAVELL *et al.* 1988). VERGÉS (1993) involucra materiales eocenos entre los mantos de Orri y Rialp (estructura antiformal del basamento) y calcula valores de acortamiento entre 16 y 20 km. El acortamiento de la lámina tectónica situada por encima del cabalgamiento ciego en el bloque inferior del cabalgamiento de Vallfogona es de 8 km. El acortamiento del antepaís se estima en 5,6 km. El cálculo de la velocidad de acortamiento del conjunto se estima en 1,5 mm/a (VERGÉS, 1993).

Simultáneamente al emplazamiento del manto del Cadí-Port del Comte, el despegue basal, en la cuenca del Ebro, da lugar a la deformación de los materiales autóctonos en forma de pliegues y dúplex. Durante esta fase final, el promedio del acortamiento se reduce a 0,6 mm/a en el antepaís, básicamente acomodado por el pliegue despegado encima de las evaporitas de la Fm Cardona. El frente de deformación migra rápidamente al sur a lo largo del horizonte salino de Cardona, mientras el depocentro permanece aproximadamente estacionario. En esta parte del antepaís, los sedimentos más jóvenes preservados (Rupeliense) están deformados, sugiriendo que la deformación continua hasta al menos ~28 Ma.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los principales relieves montañosos de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys se concentran en su tercio septentrional, formando parte de las estribaciones meridionales de los Prepirineos orientales. El ángulo noroccidental está ocupado por un fragmento del macizo del Port del Comte (2.211 m), y en el sector nororiental se eleva el macizo de los Rasos de Peguera (2.081 m). Los dos tercios restantes presentan relieves más suaves de la cuenca del Ebro, que desde alturas máximas de unos 1.500 m descienden gradualmente hacia el sur hasta cotas inferiores a los 1.000 m.

La cota mínima es de 527 m en el cauce del río Cardener, principal curso fluvial de la Hoja y subsidiario aguas abajo del río Llobregat, que la atraviesa de norte a sur a lo largo de su mitad oeste. Su principal afluente, el río Aigua de Valls, se le une en el embalse de la Llosa del Cavall, al sur de Sant Llorenç de Morunys. La mitad este está surcada por el río Aigua d'Ora.

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. ANTECEDENTES

La investigación geomorfológica en los Pirineos orientales se remonta al siglo XIX. La cantidad de trabajos es muy relevante y por lo que afecta a la Hoja de Sant Llorenç de Morunys, pueden agruparse en tres líneas de investigación:

– Génesis del relieve y glaciarismo.

– Procesos gravitacionales.

– Dinámicas hidrológicas.

Los trabajos modernos sobre las superficies de erosión somitales y las formas glaciares en el ámbito pirenaico meridional se centran más al norte de la Hoja, principalmente en Andorra y en las cuencas de la Seu d'Urgell y la Cerdanya. Sin embargo, varios estudios de procesos gravitacionales, hidrológicos y edafológicos, si se han llevado a cabo dentro del ámbito de la Hoja o en sus cercanías.

4.2.1. Génesis del relieve y glaciarismo

Las superficies de aplanamiento atraen la atención de geólogos y geomorfólogos desde el comienzo de la investigación pirenaica (véanse también las referencias que acompañan los trabajos que se destacan a continuación): BOISSEVAIN (1934), BIROT (1937), PANNEKOEK (1937), SOLÉ SABARÍS y LLOPIS (1944), LLOPIS (1952), de SITTER (1952), SOLÉ SABARÍS (1958), HARTEVELT (1970) y SOLÉ SUGRAÑES (1970). El karst del macizo del Port del Comte es estudiado por CHEVRIER-MAGNÉ (1974). El inicio de una segunda fase de investigación se puede situar en CALVET (1996), y en ella se confrontan dos modelos opuestos sobre la génesis de las superficies de erosión (véase el epígrafe 4.4.1. Oligoceno-Plioceno y las referencias allí citadas). BALAGUÉ (2008) aporta un estudio de las formaciones superficiales en la vertiente suroriental del macizo del Port del Comte.

En el ámbito de la Hoja no se han cartografiado formas glaciares, aunque su sector septentrional tuvo influencia glaciar (SERRAT *et al.*, 1994; CALVET, 1996; TURU, 2013). Para una actualización bibliográfica y una síntesis sobre el conocimiento actual del glaciarismo en los altos valles del Segre y el Llobregat, se remite al lector a la memoria de la Hoja de Gósol (nº 254).

4.2.2. Procesos gravitacionales

Las corrientes de derrubios ("debris flow") y los deslizamientos suscitan interés desde 1982 como consecuencia de los procesos que ocurren tras un episodio de lluvias torrenciales. Las referencias son numerosas, por ejemplo: CLOTET y GALLART (1983, 1984), COROMINAS y MORENO (1988), GALLART y CLOTET (1988), COROMINAS y ALONSO (1990), COROMINAS (1995) y COROMINAS *et al.* (1999). PORTILLA (2014) reporta ejemplos del ámbito pirenaico central y oriental.

Desde la Universitat Politècnica de Catalunya se trabaja en la elaboración de mapas de susceptibilidad (véase el epígrafe 4.5.1. Corrientes de derrubios y deslizamientos). En este sentido se pueden destacar numerosos estudios en las cuencas altas de los ríos Segre y Llobregat, como por ejemplo: SANTACANA (2001), MOYA (2002), HÜRLIMANN *et al.* (2003), SANTACANA *et al.* (2003), que elaboran un mapa en el área de la Pobla de Lillet (Hoja nº 255), CHEVALIER (2013), CHEVALIER *et al.* (2013), HÜRLIMANN *et al.* (2016), que presentan mapas de la vertiente

norte de la sierra del Cadí y SÁNCHEZ OLMOS (2015), que lo hace de las cuencas altas de los ríos Segre y Llobregat.

4.2.3. Dinámicas hidrológicas

En este sector de los Pirineos, dos cuencas tributarias de los principales ríos, Llobregat y Segre, se han monotorizado en los últimos años para obtener información sobre la dinámica hidrológica, erosiva y de transporte de sedimento:

- Desde la *Universidad de Barcelona* se trabaja en la cuenca de Vallcebre, excavada en materiales lutíticos, situada entre las Hojas de Gósol (nº 254) y la Pobla de Lillet (nº 255). Los principales resultados obtenidos durante los últimos 30 años se exponen en LLORENS *et al*. (2018). Se remite al lector a la memoria de la Hoja de Gósol (254), que contiene más información y referencias.

- Desde la *Universidad de Lleida* se trabaja en la cuenca del río Ribera Salada, que se encaja en materiales competentes y se inicia en el margen noroccidental de la Hoja. A modo de ejemplo se proporcionan algunas referencias: ALISEDO (1998); VERDÚ (1998) y VERDÚ *et al*. (2000) que modelizan la dinámica erosiva; POCH *et al*. (2002), que estudian la hidrología de los suelos forestales de la comarca del Solsonès; OROZCO *et al*. (2006), que trabajan en hidroquímica; LOAIZA (2007), que estudia la hidrología de suelos; MUELLER *et al*. (2008), VERICAT *et al*. (2008), TUSET *et al*. (2014, 2016), que modelizan la erosión y el transporte de fracciones diversas de sedimento. Véase el epígrafe *4.5.2. Erosión y transporte de sedimento.*

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.3.1. Estudio morfoestructural

4.3.1.1. Unidades morfoestructurales

Una primera observación del mapa de Sant Llorenç de Morunys evidencia dos grandes conjuntos morfoestructurales:

- Los mantos alóctonos, formados por las sierras del tercio septentrional, de oeste a este: el Port del Comte-Querol, Pratformiu, Montcalb-Prats, los Rasos de Peguera y Lladres, compuestos de rocas mesozoicas y paleógenas.

- El antepaís plegado, constituido por sierras más suaves de rocas oligocenas, en los dos tercios meridionales, con una alineación central: Canalda, Encies, Mola de Lord, Busa, Bastets, Tossals y la Llosa y una alineación meridional: la Móra, Juncar, Àliga y la Canya.

4.3.1.1.1. Unidades alóctonas

- **Macizo del Port del Comte**

La unidad del Port del Comte, interpretada como flanco sur del manto del Cadí, se reparte entre cuatro Hojas, de forma que sólo su fragmento sureste entra en la Hoja de Sant Llorenç de Morunys, extendiéndose hasta el valle del río Cardener. En su flanco occidental se sitúan los relieves de la sierras de Campelles (2.110 m) y Puig Sobirà (1.923 m), continuación de la sierra de Odèn (Hoja de Oliana, nº 291). Esta unidad muestra un modelado estructural de anticlinales laxos con ejes parcialmente vaciados, escarpes, y anchas plataformas estructurales en el sector meridional, remanentes de una superficie de erosión de la que sólo se preservan planicies aisladas en torno a la cota 2.000. Las dolinas ("bòfies" en el argot local) y uvalas forman campos extensos.

En su vertiente sur, la sierra de Querol (2.211 m) forma un escarpe estructural con canchales en su base, y las formaciones superficiales recubren la ladera hasta enlazar con los glacis sobre los que se asienta Sant Llorenç de Morunys. Al sur destaca el escarpe de Roca Canalda (1.687 m) modelado en brechas oligocenas.

– **Sierra de Pratformiu**

Esta unidad se dispone en dirección norte-sur entre los valles de los ríos Cardener y Aigua de Valls, con cota máxima de 1.664 m dentro de la Hoja. Presenta vertientes abruptas y escarpes estructurales, con frecuencia ruiniformes, desarrollados en las calizas mesozoicas. Geológicamente forma parte de las láminas cabalgantes de Queralt, que se continúan hacia el este en la sierra de Guixers (1.408 m).

– **Montcalb-Sierra de Prats**

Entre los ríos Aigua de Valls y Aigua de Llinars, afluente del río Aigua d'Ora, el relieve está modelado sobre conglomerados y areniscas paleógenas que dan lugar a escarpes y plataformas estructurales, mientras que en los sedimentos lábiles se desarrollan cárcavas. Esta unidad morfoestructural se integra en las láminas de Queralt, y su máxima cota alcanza 1.669 m.

– **Macizo de los Rasos de Peguera**

Esta unidad se sitúa en el sector nororiental, con un modelado de control estructural en calizas mesozoicas que da lugar a grandes escarpes que limitan plataformas reducidas. La zona de cumbres (el Pedró, 2.081 m) preserva vestigios de una superficie de erosión muy karstificada. La vertiente meridional se halla, en gran parte, recubierta de depósitos de ladera. Los Rasos de Peguera se relacionan estructuralmente con la sierra de Ensija de la Hoja septentrional (Gósol, nº 254), y constituye el flanco sur del manto de la sierra del Verd. Al sur del macizo se ubica la sierra dels Lladres (o de la Tossa) que supera los 1.500 m, flanco sur de las láminas de Queralt.

4.3.1.1.2. Unidades del antepaís plegado

– **Sierras de Busa-Bastets-Lord**

La unidad septentrional del antepaís la forman las sierras de Encies (1.192 m), Mola de Lord (1.183 m), Busa (1.526 m), els Bastets (1.379 m), Tossals (Tossal de Vilella, 1.526 m) y la Llosa (1.236 m). El modelado presenta disimetría debida a una estructura sinclinal (Busa), de forma que el flanco norte está verticalizado y muestra crestas y líneas de capa rectilíneas, mientras que el flanco sur se caracteriza por plataformas estructurales subhorizontales, que forman mesetas delimitadas por escarpes. Por debajo de los escarpes las vertientes presentan cierta regularización y se encuentran parcialmente recubiertas por coluviones.

– **Sierras de la Móra-la Canya**

La unidad meridional del antepaís viene formada por las sierras de la Móra (1.152 m), Juncar (921 m), Àliga (977 m) y la Canya (904 m). El modelado refleja un amplio antiforme (anticlinal de Puig-reig) y está condicionado por el contraste litológico entre materiales lábiles y competentes que propician el desarrollo de plataformas estructurales. El anticlinal de Puig-reig muestra un vaciado fluvial en el núcleo que da lugar a dos suaves y amplios combes en los valles de los ríos Cardener y Aigua d'Ora.

4.3.1.2. Formas estructurales

En el Mapa geomorfológico se han representado un total de 12 formas estructurales. Las **superficies o plataformas estructurales** se vinculan a relieves modelados en materiales carbonatados (1) de los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera, y materiales terrígenos (2), conglomeráticos y arenosos, del sector de Montcalb y del antepaís plegado. Están definidas por rellanos y rampas regulares y reflejan un nivel competente que puede aflorar o estar recubierto por un suelo, por formaciones superficiales o por capas menos competentes sobreimpuestas. Estos niveles competentes dan lugar a **escarpes estructurales** en series monoclinales (3-4) o subhorizontales (5-6), diferenciados en función de su altura. Con frecuencia constituyen cornisas abruptas que delimitan plataformas estructurales.

Las **líneas de capa** se generan por la intersección de las capas con la topografía dando lugar a trazados curvos en series subhorizontales (7) y rectilíneos en series subverticales (9). Se relacionan genéticamente con los escarpes estructurales. Las líneas de capa en acordeón o dientes de sierra, "chevrons" (8) se originan en series inclinadas. Cuando los trazados rectilíneos permiten identificar la traza de diaclasas se utiliza la forma **diaclasas con expresión morfológica** (10).

Las **crestas** (11) responden morfológicamente a divisorias de aguas. Se consideran estructurales cuando son agudas y vienen definidas por una litología dura además de estar controladas por direcciones estructurales. Las **barras rocosas** (12) son formas características de relieves ruiniformes y están ligadas a escarpes estructurales degradados en calizas muy diaclasadas, como en la sierra de Pratformiu.

4.3.2. Modelado y formaciones superficiales

Los procesos de aplanamiento y karstificación, y de origen glaciar y fluvial son los principales modeladores del relieve de la Hoja. Los depósitos superficiales cuaternarios, con escasa enti-

dad, son depósitos de ladera, con importancia de los deslizamientos, formaciones fluviales y poligénicas, entre los que destacan los glacis. En el Mapa geomorfológico se han representado un total de 24 formas del relieve (13 a 36), entre las que se incluyen 8 formaciones superficiales (**a** a **h**). Estas formaciones tienen sus equivalentes unidades cartográficas en el Mapa geológico (55 a 62), por lo que su descripción detallada se realiza en el epígrafe 2.3. *Cuaternario*.

4.3.2.1. Formas de ladera

En el antepaís predominan las vertientes estructurales, y sólo cabe destacar las formas de ladera del sector sureste de la sierra de Busa donde predominan las vertientes regularizadas (13). Las laderas de las unidades alóctonas acumulan formaciones superficiales tales como:

- **Coluviones** (14) y **derrubios ordenados** (15) (formación **a**, unidad cartográfica 62). Son destacables al sureste del macizo del Port del Comte (Corte geomorfológico II-II') y al sur del macizo de los Rasos de Peguera.
- **Canchales** (16) (formación **c**, unidad cartográfica 61). Están asimismo presentes en la vertiente suroriental del macizo del Port del Comte.
- **Masas desprendidas y deslizamientos** (17 y 19) (formación **b**, unidad cartográfica 60), como por ejemplo, los deslizamientos al sur del macizo de los Rasos de Peguera. Las cabeceras presentan un **escarpe** (18) que acumula coluviones o canchales en la base.

4.3.2.2. Formas fluviales

Las formas fluviales son diversas, mientras que las formaciones superficiales son básicamente terrazas:

- **Fondo de valle y terrazas bajas** (20) (formación **e**, unidad cartográfica 59). Son formaciones que se han cartografiado en relación a los ríos principales.
- **Terrazas altas** (21) (formación **d**, unidad cartográfica 58). Son formaciones identificadas principalmente a lo largo de los ríos Cardener, Aigua d'Ora y Aigua de Valls. El límite de la terraza con el curso viene dado por un **escarpe** (28).

En los barrancos laterales la forma erosiva dominante es la incisión lineal (23), que se traduce en valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle, individualizados por aristas en interfluvios (24). Cuando la incisión progresa en rocas competentes se originan cascadas (26), como al este de Llinars. Las cárcavas (25) delimitadas por sus cabeceras (22) son redes de drenaje arborescentes frecuentes en las lutitas aluviales paleógenas, como en el sector de Montcalb. Los manantiales (27) se concentran al sur de los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera. Las capturas (29) se originan cuando la erosión remontante de un curso fluvial intercepta un eje de drenaje preexistente, como al sur de Tentellatge.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Entre las formas poligénicas destacan las superficies de erosión y, como formaciones, los glacis:

- **Fondos de valle poligénicos** (31) (formación **h**, unidad cartográfica 57). Son relativamente abundantes en el sector meridional en las cabeceras de algunos cursos menores.
- **Glacis** (32) (formación **g**, unidad cartográfica 56). Entre los glacis predominan las formas de acumulación o mixtas (erosión-acumulación). Su zona frontal suele estar delimitada por un **escarpe** (30). Destaca el glacis de Sant Llorenç de Morunys (Corte geomorfológico II-II'). Un caso particular lo constituye la **Fm Lladurs** (forma **f**, unidad cartográfica 55), que es un sistema de plataformas clásticas residuales, situadas al norte de Lladurs, con morfología de tipo raña (Corte geomorfológico I-I').

Las superficies de erosión (33) biselan el sustrato, aunque se conservan únicamente retazos y muestran variabilidad altitudinal, dificultando su correlación. Este hecho puede deberse a la existencia de más de una superficie, a deformaciones tectónicas posteriores (fracturas, basculamientos), a desniveles previos (paleorelieves), y a la fuerte denudación posterior. Son destacables en las cumbres de los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera.

4.3.2.4. Formas kársticas

Las dolinas (34) son depresiones con geometría subcónica y planta circular que actúan como sumideros de escorrentía. La confluencia de varias dolinas genera uvalas (35), presentes en el macizo del Port del Comte, que pueden dar lugar a campos de dolinas (36).

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución geomorfológica de este sector de los Pirineos orientales puede desgranarse en tres etapas con sus procesos específicos:

- Una primera gran etapa que se inicia al final de la orogenia Alpina, desde el Oligoceno al Plioceno, en la que se desarrollan superficies de erosión somitales, se inicia la karstificación y se instala la red fluvial.
- Una etapa pleistocena marcada por las glaciaciones.
- Una etapa holocena postglacial, en la que predominan los procesos fluviales y gravitacionales.

4.4.1. Oligoceno-Plioceno

La expresión geomorfológica típica de los Pirineos orientales viene caracterizada por unas superficies de topografía suave, que suelen recubrir grandes y elevadas unidades morfoestructurales, descritas ya por los primeros geomorfólogos (véase por ejemplo, HARTEVELT, 1970, y las referencias allí citadas). No hay plataformas tan extensas hacia los Pirineos centrales catalanes y desaparecen en los Pirineos aragoneses. Se trata de superficies de erosión o de aplanamiento, situadas a cotas variables, pero que pueden alcanzar los 2.900 m en la zona Axial y pueden estar disectadas por profundos valles de hasta 1.000 m de desnivel (SERRAT el al., 1994). En el ámbito de la Hoja se han cartografiado retazos de superficies de erosión, altamente karstificadas, en las cumbres de los macizos del Port del

Comte y de los Rasos de Peguera (la palabra "rasos" ya indica una superficie aplanada). Alrededor de la cota 1.000 se ha identificado una segunda superficie en la base de la Fm Lladurs y en dos colinas situadas al este (Corte geomorfológico I-I').

En los Pirineos centrales, PEÑA (1983) reconoce una única superficie de erosión que recubre prácticamente todas las unidades morfoestructurales, que relaciona sincrónicamente con los conglomerados oligocenos, en acuerdo con BIROT (1937). La erosión iría nivelando los relieves elevados a medida que los conglomerados iban colmatando los relieves bajos, de forma que la superficie sería fosilizada gradualmente por los conglomerados más altos. PEÑA (1983) interpreta que esta superficie intra-oligocena está plegada y describe su gran karstificación, cuya fase principal sitúa en el Mioceno superior-Plioceno. El estudio de PEÑA llega hasta el río Segre, incorporando relieves como la sierra de Prada y del Boumort, de alturas y características semejantes a los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera.

En la actualidad todavía se discute sobre el número de tales superficies de erosión altas, su edad y, especialmente, su génesis, es decir, se confrontan dos modelos opuestos: altiplanos vs. penillanuras (Figura 10).

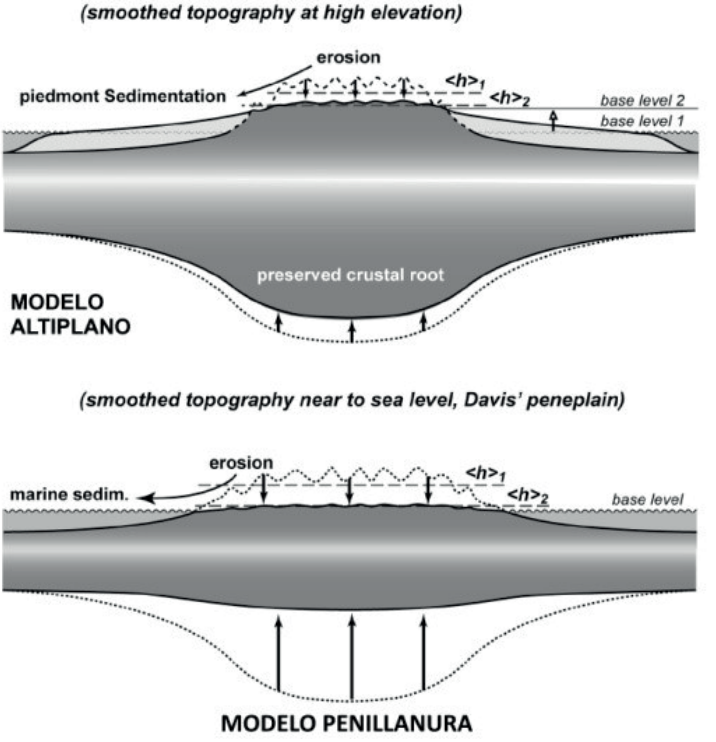


Figura 10. Modelos de desarrollo de superficies de aplanamiento en cadenas montañosas. <h>1: altitud media inicial, <h>2: altitud media final. De BABAULT et al. (2009).

El modelo altiplano es la interpretación clásica, en la que las superficies se modelan a la altura en la que ahora se encuentran. BABAULT *et al.* (2005, 2009) argumentan que en el Oligoceno el nivel de base asciende desde el mar a las cuencas intramontañosas, donde se depositan los conglomerados oligo-miocenos, con la consiguiente reducción de las pendientes y de la eficiencia erosiva de los cursos fluviales, permitiendo el desarrollo de una suave topografía antes del Mioceno superior. Los antiguos Pirineos adquieren pues un relieve redondeado, que es rejuvenecido por la incisión de los glaciares y los ríos proporcionándoles su morfología de joven orógeno (en el Plioceno) a pesar de que la deformación ha terminado ya hace 20 Ma. Estos geomorfólogos presuponen que estas superficies son remanentes de un único altiplano compuesto de edad Mioceno inferior (Figura 11), puesto que identifican una firma termocronológica idéntica en los planos ahora situados a altitudes muy diferentes.

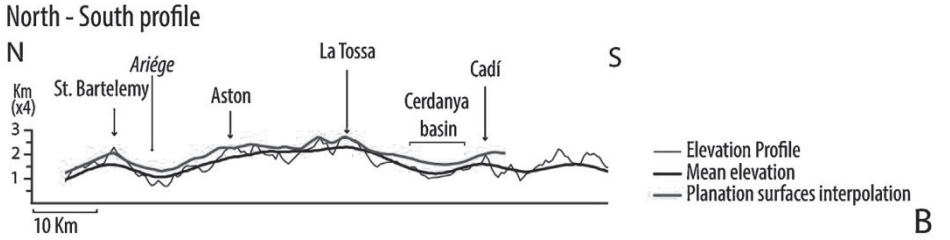


Figura 11. Perfil norte-sur del altiplano restituido de los Pirineos orientales, según BOSCH et al. (2015). El perfil llega hasta el Cadí en su extremo sur, pero fácilmente puede extrapolarse hasta las sierras del Verd, Ensija y macizo de los Rasos de Peguera, que serían los relieves que se perfilan más al sur.

Las evidencias de los análisis mediante AFT ("apatite fission track") de las superficies de aplanamiento, así como la fauna hominoidea neógena reconocida en la fosa de la Seu d'Urgell, no corroboran el modelo altiplano, según CALVET y GUNNELL (2008), GUNNELL *et al.* (2008) y CALVET *et al.* (2014). Estos geomorfólogos emplazan la formación de la superficie o superficies a baja altura, ~300 m sobre el nivel del mar. Se trata del modelo penillanura (Figura 10) sostenido ya por de SITTER (1952), en el que la superficie adquiere su posición actual por un levantamiento tectónico, que sería el responsable de la formación de bloques y fosas como la Cerdanya.

En este modelo se considera la existencia de dos superficies. La superficie superior, más generalizada, se sitúa a cotas superiores a los 2.000 m, y habría sido esculpida cerca del límite Oligoceno-Mioceno (~23 Ma). Esta superficie sería la que se sitúa en las cumbres de los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera. La superficie inferior se sitúa a cotas entre 300 y 600 m y se forma probablemente durante el Mioceno medio. Hipotéticamente esta superficie habría de corresponder a los relieves residuales de Lladurs (~1.000 m) y Sant Pere Mártir (960-975 m), aunque las cotas no son del todo coincidentes, y las brechas de la Fm Lladurs suprayacentes se atribuyen al Plioceno o Pliocuaternario.

Durante el Mioceno superior, la cuenca endorreica terciaria del Ebro se abre al Mediterráneo. GARCÍA-CASTELLANOS y CRUZ LARRASOAÑA (2015) sitúan la apertura entre 12 y 7,5 Ma, aunque algunos geólogos la sitúan en etapas más recientes, ya en el Plioceno (por ejemplo,

BABAULT *et al.*, 2006). El cambio de nivel de base proporciona una gran energía potencial al sistema que favorece la progresiva instalación de la red fluvial y la exhumación del relieve dejando de nuevo al descubierto las unidades estructurales del basamento, de forma que ya se establecen las líneas generales del relieve actual.

4.4.2. Pleistoceno

Las síntesis cartográficas del glaciarismo en los Pirineos orientales incluyen los macizos del Port del Comte y de los Rasos de Peguera, por ejemplo en CALVET *et al.*, 2011 (Figura 12). Sin embargo las referencias modernas sobre glaciarismo más cercanas deben buscarse al norte, en Andorra y en la Cerdanya, donde se fijan las siguientes cronologías, a partir de información de PALLÀS *et al.* (2010), TURU (2011), GÓMEZ ORTIZ *et al.* (2011), TURU *et al.* (2011), DELMAS (2015).

- Máxima extensión glacial: entre 76,5-49 ka en la Cerdanya y antes de los 59 ka en Andorra (ka: miles de años en dataciones mediante isótopos cosmogénicos).
- Último máximo glacial en la Cerdanya: entre 23-20 ka.
- Deglaciación: pasados los 19 ka.
- Fases de depósito de morrenas: entre 17-15 ka y 13-11,5 ka.
- Fin de la glaciación en Andorra: ~9,8 ka.

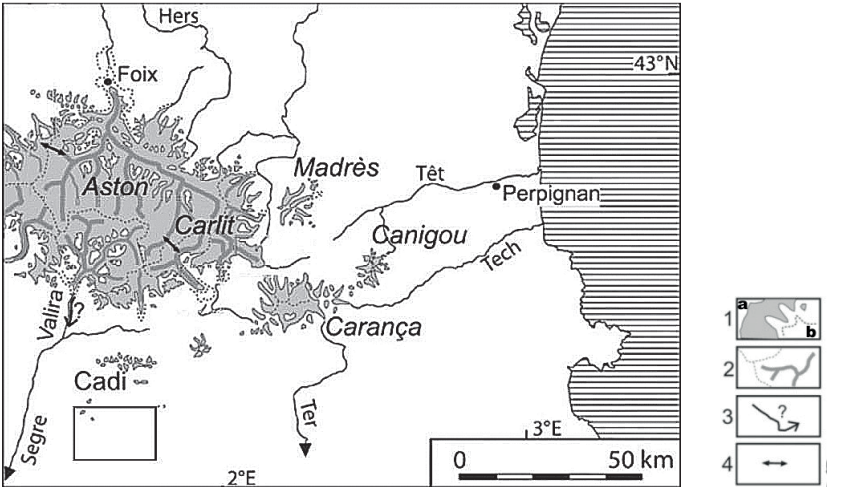


Figura 12. Síntesis cartográfica de la glaciación pleistocena en los Pirineos orientales. 1: Áreas glaciares; a: durante el último ciclo glacial; b: durante el Pleistoceno medio. 2: Crestas y cabeceras supraglaciares. 3: Posible extensión de los valles glaciares pleistocenos. 4: Collados de transferencia. De CALVET et al. (2011). El rectángulo indica la situación de la Hoja.

Durante la fase de máxima extensión glacial, los glaciares son los agentes modeladores a cotas superiores a los 1.800 m (Figura 13), cota ampliamente superada por los dos macizos de la Hoja, sin embargo, no se han identificado claramente depósitos de morrenas glaciares, y las unidades cartografiadas que pueden ser atribuidas al Pleistoceno-Holoceno son glacis, terrazas altas, coluviones y masas desprendidas.

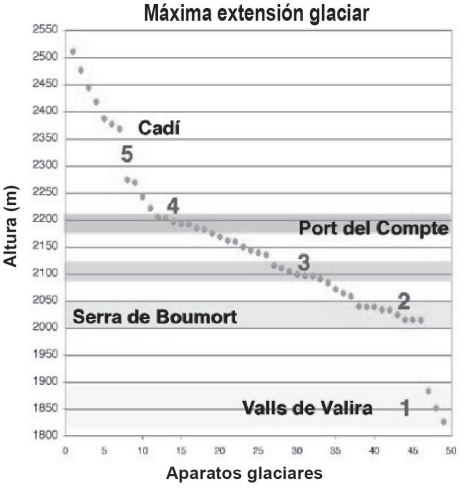


Figura 13. Alturas a partir de las cuales habría acumulación neta de nieve para cada aparato glaciar, durante la fase de máxima extensión de hielo. Los escalones del 1 al 5 varían en función, no sólo de la altura, sino también de la orientación y la superficie de las distintas cuencas de alimentación. Los glaciares del macizo del Port del Comte se sitúan en el escalón 4, mientras que los del macizo de los Rasos de Peguera se situarían en el escalón 2. De TURU (2013).

4.4.3. Holoceno

Durante el Holoceno, caracterizado por la deglaciación, los procesos fluviales son notorios con la consiguiente removilización de morrenas glaciares. La escasa sedimentación consiste en depósitos de fondo de valle poligénicos, fondo de valle y terraza actual y canchales.

En los últimos años adquieren protagonismo las dinámicas de vertientes, deslizamientos y corrientes de derrubios, que responden a períodos de intensas lluvias. Un inventario de estos movimientos de masas en las cabeceras del río Llobregat, que se comentan seguidamente, demuestra que los mayores y más profundos movimientos ocurren en áreas con evidencias de antiguos movimientos, mientras que la ocurrencia de deslizamientos más superficiales está relacionada con la distribución espacial de las precipitaciones totales (GALLART y CLOTET, 1988; GALLART, 1995).

4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

En las unidades alóctonas, los procesos actuales están relacionados con el régimen nival, pluvial y fluvial, y sus efectos como son:

– Las corrientes de derrubios y los deslizamientos y, en menor medida, las caídas de bloques desde los escarpes estructurales.

– La erosión y el transporte de sedimento.

En el antepaís, aunque también existen desniveles importantes, las laderas no presentan inestabilidad, pero pueden generarse caídas de bloques.

4.5.1. Corrientes de derrubios y deslizamientos

Los movimientos de ladera constituyen un fenómeno relativamente frecuente en los Pirineos centrales y orientales (Figura 14). Tras el episodio de lluvias de 1982 se reportan dos deslizamientos en el municipio de Guixers y siete en el sector de Espinalbet, la mayoría de ellos catalogados como corrientes de derrubios. El portal web LLISCAT (2020) sitúa cada uno de ellos con sus referencias. En el municipio de la Coma i la Pedra, en el extremo meridional de la vecina Hoja de Gósol (nº 254), se reportan hasta 23 movimientos, entre ellos la colada fangosa de la Coma (CLOTET y GALLART, 1984; COROMINAS y MORENO, 1988). Un nuevo movimiento se añade en Guixers en 1987.

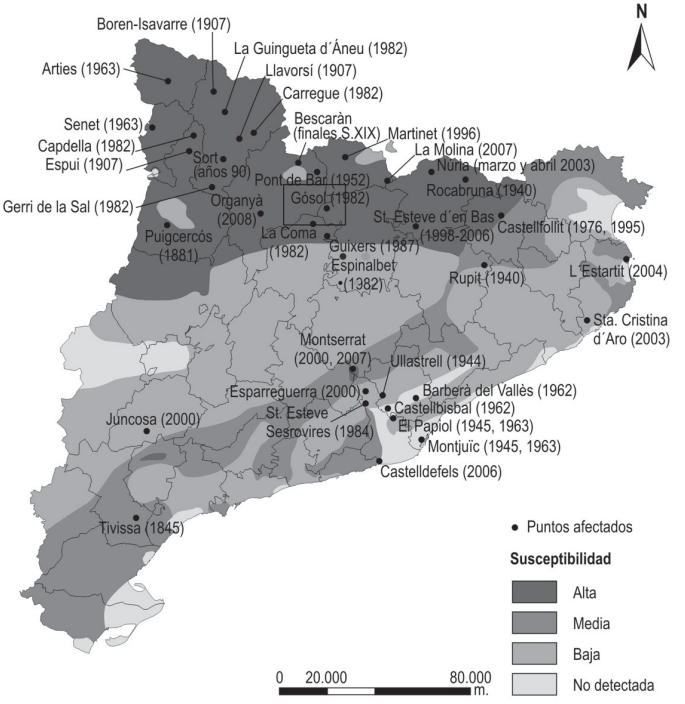


Figura 14. Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos en Catalunya, con la localización de los mayores acontecimientos con daños registrados en algún momento de la historia (VILAPLANA, 2008). El recuadro indica la situación de la Hoja.

La simulación y predicción de corrientes de derrubios mediante el análisis multidisciplinar de cientos de cuencas de recepción ("headwater catchments") conducen a la elaboración de mapas de susceptibilidad, que son métodos cuantitativos para establecer un índice de inestabilidad en una zona, de manera que no pueden predecir la susceptibilidad a los movimientos de ladera en términos de probabilidad absoluta, pero permiten evaluar la inestabilidad potencial relativa en una región amplia (AYALA y COROMINAS, 2002).

4.5.2. Erosión y transporte de sedimento

Otro amplio ámbito de investigación que interesa a la morfodinámica actual son las dinámicas hidrológicas. La cuenca del río Ribera Salada ocupa una extensión de 224 km^2 antes de su confluencia con el río Segre en el embalse de Rialb (Figura 15). Tiene un desnivel de casi 2.000 m (de 420 m a 2.386 m en la cima del macizo del Port del Comte). En ella predomina el clima mediterráneo de montaña, con rasgos subalpinos en las cabeceras, y la cobertura vegetal es principalmente forestal (~90%). El río Ribera Salada tiene un régimen perenne con un caudal medio de 0,5 m3/s. El sustrato está compuesto por conglomerados masivos y materiales calcáreos muy fracturados en las cabeceras. Se trata de un río de gravas y cantos con parches de arenas y gravas finas.

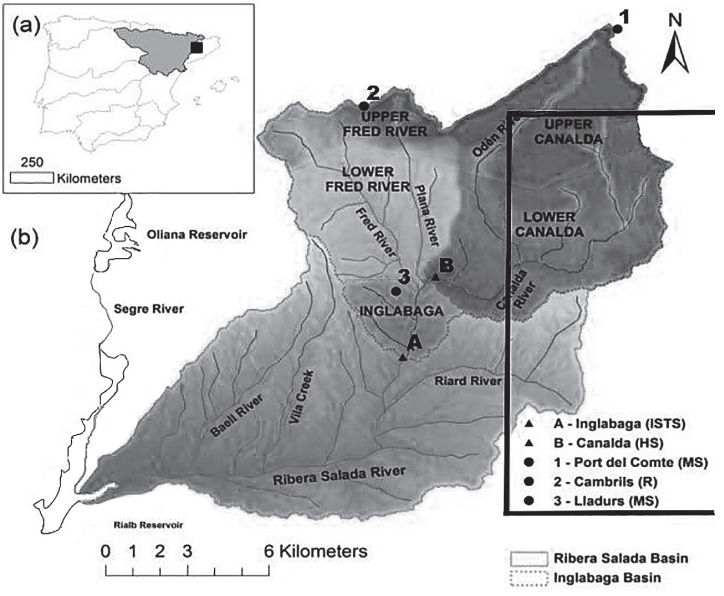


Figura 15. Cuenca del río la Ribera Salada, con la ubicación de las estaciones hidrológicas (Δ) y meteorológicas (O). De TUSET et al. (2014). El recuadro corresponde al extremo occidental de la Hoja (aproximado).

La cuenca de la Ribera Salada es un laboratorio multidisciplinar en el que se han llevado a cabo estudios tales como:

- Hidrología e hidrodinámica de suelos.
- Caracterización del material de lecho, geometría hidráulica y carga de fondo.
- Caracterización de los flujos de agua y sedimento.
- Hidroquímica de aguas superficiales.
- Dinámica erosiva, modelización y aplicabilidad de los modelos físicos de erosión.
- Modelización de los efectos del cambio de uso de las tierras y el cambio climático en la producción y transporte de sedimento.
- Patrones de histéresis de sedimentos en suspensión.

En esta última línea, TUSET *et al.* (2014) analizan la dinámica de sedimentos en suspensión en la cuenca de la Ribera Salada durante tres años consecutivos. La estación de Inglabaga, que drena un área de 114,5 km^2, cierra el área de estudio. La carga total de sedimentos en suspensión para el periodo 2005-2008 fue de 1.466 toneladas, lo que corresponde a un promedio anual de 488,7 toneladas.

La Ribera Salada es también una cuenca de referencia en estudios de carácter global. Un ejemplo reciente lo constituye la comparativa con otras 12 cuencas europeas y americanas, de la influencia que pueden tener las características de cabeceras y canales en la magnitud, dinámica de almacenamiento y re-suspensión de sedimentos finos (PARK *et al.*, 2019).Estos estudios pueden servir, por ejemplo, para la adecuada gestión de la calidad del agua y de los ecosistemas acuáticos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Tras la orogenia Varisca, el margen continental pasivo nord-ibérico es un basamento Paleozoico ligeramente inclinado hacia el norte en el que, a favor de fallas extensionales, se van desarrollando las cuencas permotriásicas, jurásicas y cretácicas, situadas más al norte de su ubicación actual en la Hoja (Figura 9; VERGÉS, 1993). El estilo estructural de los Pirineos es pues el resultado de la inversión y deformación alpina de cuencas mesozoicas previas, que son originadas en dos etapas de "rifting" extensional a transtensional, de edades comprendidas entre el Carbonífero tardío y el Triásico (~308-208 Ma), y entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (~163-97 Ma), con sus subsequentes etapas de post-"rift". La deformación compresiva cenozoica enmascara la estructura extensiva original del margen nord-ibérico.

El registro sedimentario de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys se inicia con rocas del Triásico Medio (~247 Ma), ya avanzado el ciclo Alpino (~308-23 Ma), y su historia geológica se puede sintetizar en las siguientes etapas.

5.1. ETAPA DE SUBSIDENCIA TERMAL: TRIÁSICO MEDIO-SUPERIOR (~247-208 MA)

La tectónica compresiva que supone la orogenia Varisca da paso a un régimen transtensional de gran escala (Carbonífero tardío-Triásico, ~308-208 Ma), enlazado a la fragmentación de Pangea y a la apertura y expansión hacia el oeste del mar del Tethys. La transición de subsidencia

tectónica a termal en el Triásico Medio determina la entrada de aguas marinas en las cuencas desde el Tethys. Esta transgresión da lugar a las rampas carbonatadas perimareales del Triásico Medio (facies Muschelkalk) y a los sistemas de "sebkha" del Triásico Superior (facies Keuper). El adelgazamiento de la corteza favorece la intrusión de doleritas.

5.2. ETAPA DE MARGEN PASIVO: TRIÁSICO TERMINAL-JURÁSICO MEDIO (~208-163 MA)

Un período generalizado de subsidencia termal, que representa la etapa de post-"rift" o margen pasivo, viene marcado por la deposición de plataformas carbonatadas marinas extensivas. La variabilidad de facies es consecuencia del desarrollo de zonas emergidas y zonas elevadas con sedimentación condensada, rodeadas por sectores subsidentes, y son frecuentes las discontinuidades y los hiatos sedimentarios. El Jurásico Medio registra una plataforma poco profunda de calizas oolíticas. Estas unidades se incorporarán posteriormente al manto de la sierra del Verd y a las láminas de Queralt.

5.3. ETAPA DE "RIFTING": JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR (~163-97 MA)

En el Jurásico Superior se inicia una nueva etapa compleja y multiepisódica de tectónica extensional, asociada a la apertura del océano Atlántico y su conexión con el Tethys, que se generaliza durante el Cretácico Inferior, alcanzándose la máxima hiperextensión durante el Albiense. El dominio de "rift" hiperextendido se localiza unos 100 km al norte del sector estudiado.

El basamento pre-"rift"se fragmenta en numerosas cuencas secundarias, con depocentros marcados y altos sedimentarios que son los que ocupan el sector, cuya distribución muy probablemente está también controlada por la migración halocinética de los niveles salinos que se han depositado durante el Triásico Superior. En las áreas emergidas afloran los carbonatos jurásicos formando relieves planares, que son karstificados y laterizados en condiciones de clima subtropical.

5.4. ETAPA DE MARGEN PASIVO: CENOMANIENSE-SANTONIENSE INFERIOR (~97-85 MA)

El final de la etapa de "rifting" deriva en una subsidencia termal generalizada que, combinada con un clima cálido y un nivel del mar extremadamente alto, origina la plataforma marina más amplia y expansiva depositada hasta entonces (Cenomaniense superior) y sus unidades suprayacentes carbonatadas, que no tienen registro sedimentario en el sector.

5.5. ETAPA DE CUENCAS DE ANTEPAÍS: SANTONIENSE SUPERIOR-EOCENO MEDIO (~85-47 MA)

A partir del Santoniense superior, el régimen tectónico cambia como resultado del inicio de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Este cambio geodinámico tiene fuertes efectos en los Pirineos, causando (1) el acortamiento y la erosión de las cuencas sedimentarias previas, syn- y post-"rift", que inician su inversión o estructuración en láminas de cabalgamiento, que se irán desplazando gradualmente decenas de km hacia el sur, (2) la reactivación de las estructuras

salinas que se han formado durante los estadios extensional y de margen pasivo, y (3) la subsidencia asimétrica con la formación de cuencas de antepaís, abiertas al océano Atlántico, que se rellenan con secuencias de somerización desde depósitos turbidíticos a deltaicos y plataformas carbonatadas.

En el sector, existe un hiato sedimentario que abarca dos etapas, desde el Jurásico Superior hasta el Santoniense (~163-85 Ma). En el Santoniense superior la sedimentación es expansiva sobre una superficie erosiva y se reinicia en facies fluvio-deltaicas, sobre las que transgrede una plataforma marina de edad Campaniense. El Maastrichtiense marca una nueva regresión con facies expansivas, aluviales y lacustres. Durante el Paleoceno (~60 Ma) se inicia una nueva fase transgresiva en el dominio surpirenaico que culmina con la instalación de una plataforma carbonatada somera durante el Eoceno inferior, estadio en que se sitúa el emplazamiento del manto de la sierra del Verd. Hasta el Eoceno medio, en las cuencas de antepaís, basculadas hacia el norte por efecto de la flexión provocada por los cabalgamientos, se depositan plataformas carbonáticas y sistemas turbidíticos, deltaicos y aluviales, que fosilizan y datan el emplazamiento de las láminas de Queralt en el Eoceno medio. Todas estas cuencas se involucran posteriormente en la estructura pirenaica y constituirán parte del manto del Cadí.

5.6. LA FASE ALPINA: EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO (~47-23 MA)

El orógeno pirenaico se forma por la deformación contraccional del margen nord-ibérico desde el Santoniense superior al Mioceno medio, y es a partir del Eoceno superior que se verifica el acortamiento máximo y la colisión entre Iberia y Europa. La unidad del Cadí-Port del Comte empieza a emplazarse en el Luteciense inferior (~45 Ma) y al norte se emplazan las últimas unidades alóctonas, los mantos inferiores de basamento. La cuenca sedimentaria pierde la conexión con el océano Atlántico y se inicia una sedimentación generalizada de conglomerados aluviales en condiciones endorreicas, que evolucionan hacia el sur a facies fluviales y lacustres evaporíticas (cuenca del Ebro), en una secuencia de progradación relacionada con la migración hacia el sur del margen septentrional de la cuenca.

El cabalgamiento de Vallfogona da lugar a discordancias progresivas en los conglomerados oligocenos que lo fosilizan, al mismo tiempo que el antepaís deformado se pliega en una sucesión de anticlinales y sinclinales.

5.7. DISTENSIÓN NEÓGENA Y FORMACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL (~23-0 MA)

En el Mioceno se verifica un aplanamiento generalizado del relieve orogénico, y transcurre en un contexto tectónico extensivo, durante el cual se generan sistemas de altos estructurales y fosas tectónicas limitadas por fallas normales (~10-7 Ma). Paralelamente, la cuenca endorreica terciaria del Ebro se abre al mar Mediterráneo (~12-7,5 Ma). El cambio de nivel de base favorece la progresiva instalación de la red fluvial y el rejuvenecimiento y la exhumación del relieve, de forma que ya se establecen las líneas generales de la topografía actual, a la que contribuyen las glaciaciones pleistocenas y los procesos fluviales y gravitacionales holocenos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

La actividad minera se reduce a antiguas extracciones de cobre y lignito, muy limitadas, y canteras de yeso, actualmente activas. MATA PERELLÓ (1990) realiza un inventario de indicios, base documental para el presente epígrafe.

POBLACIÓN	YACIMIENTO	COORDENADAS LAMBERT		SUSTANCIA
		X	Y	
Navès	Besora	1034,6	840,7	Cu
Lladurs		1034,1	839,8	Cu
Guixers		1041,5	850,2	Yeso
Guixers	Vilamantells	1031,7	850,6	Yeso
Castellar del Riu	Font Salada	1047,1	851,1	Lignito
Montmajor	Catllari	1047,1	851,7	Lignito

Tabla 6.1. Relación de indicios minerales.

6.1.1. Minerales metálicos

6.1.1.1. Mineralizaciones de cobre (Cu)

Estas mineralizaciones se sitúan en las areniscas del sistema aluvial 2 (unidad 41, Priaboniense), en impregnaciones de óxidos de cobre y hierro, de posible origen supergénico. Las antiguas labores se encuentran a ambos lados del valle del río Cardener (Navès y Lladurs), y eran subterráneas y a cielo abierto. La mena de cobre es la malaquita y, en menor medida, azurita, si bien el mineral más abundante es la goethita, apareciendo también calcita y cuarzo.

6.1.2. Minerales no metálicos

Se explotan actualmente dos canteras de yeso de la unidad 21 (yesos de Beuda) en el sector de Guixers, topónimo indicativo de la existencia de yeseras. Los yesos contienen calcita y caolinita como minerales accesorios.

6.1.3. Minerales energéticos

En el macizo de los Rasos de Peguera y en la sierra dels Lladres, existen dos localidades con antiguas explotaciones subterráneas y a cielo abierto de lignitos garumnienses (unidad 10), de gran relevancia en las Hojas vecinas al norte y noreste. Los lignitos contienen mineralizaciones accesorias de pirita, goethita, calcita y ámbar.

6.2. CANTERAS

En la Hoja se han inventariado un total de 14 pequeñas canteras, tres de las cuales están activas, excluyendo las de yesos ya citadas. Las canteras explotan principalmente gravas y arenas de terrazas cuaternarias de los ríos Cardener y Aigua de Valls. Se explotan también las areniscas y arcillas aluviales oligocenas para sillería y cerámica.

MUNICIPIO	NOMBRE	COORDENADAS		SUSTANCIA	ESTADO	TITULAR
		X	Y			
la Coma i la Pedra		381415	4667935	Gravas y arenas	Inactiva	
Guixers		387643	4665370	Gravas y arenas	Inactiva	Forbo, S.A.
Guixers	el Rial	386946	4665220	Gravas y arenas	Inactiva	Cases Bajona, Josep
Lladurs		376975	4657398	Gravas y arenas	Inactiva	
Lladurs		377696	4657309	Gravas y arenas	Inactiva	
Lladurs		377804	4656719	Arenas	Inactiva	Excavacions Casas
Olius		381093	4652969	Gravas y arenas	Inactiva	
Olius		382441	4651077	Gravas y arenas	Inactiva	
Olius		382653	4650989	Gravas y arenas	Inactiva	
Olius	la Plana	381635	4651301	Gravas y arenas	Activa	Altarriba Clarà, Joaquim
Navès		386431	4652541	Areniscas	Inactiva	
Navès		387115	4651787	Areniscas	Activa	
l'Espunyola	Canudes	400760	4653583	Arcillas	Activa	Pujol Fígols, Ramon
Capolat		397161	4660079	Gravas y arenas	Inactiva	Felipe Cistero, S.A.

Tabla 6.2. Relación de canteras.

6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

Las rocas de la Hoja se agrupan en cinco áreas geotécnicas, diferenciadas en función de criterios estratigráficos, litológicos y estructurales:

- Área 1. Mesozoico y Paleógeno marino del Port del Comte.
- Área 2. Terciario de las unidades alóctonas.
- Área 3. Terciario marino del antepaís.
- Área 4. Terciario continental del antepaís.
- Área 5. Formaciones superficiales.

6.3.1. Área 1. Mesozoico y Paleógeno marino del Port del Comte

Esta área está ubicada en el tercio septentrional: macizo del Port del Comte, sierra de Pratformiu, macizo de los Rasos de Peguera y sierra dels Lladres, y está formada por Cretácico Superior y, en menor medida, Jurásico y Triásico, y una serie marina del Paleoceno al Luteciense, que son materiales esencialmente calcáreos, plegados y fracturados.

6.3.1.1. Zona 1.1. Unidades terrígenas

- Esta zona engloba las unidades 2 (Keuper), 6 (Fm Adraén), 10, 12 y 13 (Garumniense), y 16 (Fm Corones).
- Excepto la unidad 6, formada por areniscas y conglomerados silíceos poco consolidados, se trata de lutitas con intercalaciones de areniscas, calizas y dolomías.
- Las unidades 2, 12 y 13 contienen yesos y la unidad 10 incluye carbón en su parte basal.
- Los deslizamientos pueden tener cierta entidad, como ocurre al sur del macizo de los Rasos de Peguera.

6.3.1.2. Zona 1.2. Unidades calcáreas y dolomíticas

- Esta zona domina la mayor parte del Área y comprende las unidades 1 (Muschelkalk), 3 (Jurásico), 7, 8 y 9a (Cretácico Superior), 14 (Fm Cadí), y 17 y 18 (Fm La Penya).
- Se trata de rocas consolidadas, resistentes, que dan lugar a escarpes importantes, con caídas de bloques y formación de coluviones, y con desarrollo de superficies estructurales.
- Constituyen materiales permeables por fisuración y karstificación.
- Las superficies estructurales y de erosión están muy karstificadas.

6.3.1.3. Zona 1.3. Unidades margosas

- Esta zona la forman las unidades 3 y 5 (Jurásico) y 9b (Cretácico Superior).
- Se trata de margocalizas y calizas con intercalaciones de margas.
- Son materiales de permeabilidad media-baja que generan suelos arcillosos.
- Pueden dar lugar a deslizamientos reducidos, y tienen poca estabilidad en desmontes, especialmente cuando el buzamiento y las fracturas son a favor de la pendiente.

6.3.2. Área 2. Terciario de las unidades alóctonas

Esta área está situada en la parte central del tercio septentrional, con predominio de formaciones terrígenas paleógenas, continentales y marinas, deformadas, a excepción del Eoceno superior-Oligoceno, que presenta buzamientos suaves y medios hacia norte.

6.3.2.1. Zona 2.1. Lutitas con intercalaciones competentes

- Esta zona engloba las unidades 25, 28 y 44.
- Se trata de lutitas y areniscas, con intercalaciones de conglomerados y, ocasionalmente, calizas.
- Las lutitas tienen baja permeabilidad y son sensibles a la meteorización, dando lugar a suelos arcillosos.
- Las capas competentes son permeables por fracturación y dan lugar a escarpes de poca altura y continuidad variable, que pueden generar caídas de bloques, y deslizamientos a favor de las superficies de estratificación inclinadas.

6.3.2.2. Zona 2.2. Conglomerados

- Esta zona la forman las unidades 22, 24, 26, 27, 43 y 45.
- Estas unidades se adosan a los relieves de rocas mesozoicas y se extienden a ambos lados del congosto del río Aigua de Valls.
- Se trata de rocas muy consolidadas y resistentes, afectadas por una fracturación penetrativa y espaciada.
- Dan lugar a escarpes de gran altura propensos a caídas de bloques.

6.3.2.3. Zona 2.3. Margas

- Esta zona contiene las unidades 15, 19 (turbiditas) y 29.
- Se trata de margas que alternan con areniscas e intercalan calizas (unidad 20 y subunidad c) y yesos (unidad 21).
- En superficie se encuentran meteorizadas formando suelos de varios metros de profundidad, y muy plegadas.
- Son poco permeables, a excepción de las calizas.
- Generan deslizamientos reducidos.

6.3.2.4. Zona 2.4. Calizas

- Esta zona tiene dos unidades, 14 y 23.
- Se trata de rocas muy consolidadas y resistentes, permeables por fisuración y karstificación, fracturadas.
- Dan lugar a escarpes estructurales con caídas de bloques.
- En el macizo de los Rasos de Peguera las calizas eocenas generan deslizamientos relevantes.

6.3.3. Área 3. Terciario marino del antepaís

Esta área corresponde al flanco norte verticalizado del sinclinal de Busa, y está formada por margas y areniscas, con eventuales calizas.

6.3.3.1. Zona 3.1. Areniscas

- Esta zona la forman las unidades 32, 33 y 37.
- Se trata de areniscas que alternan con lutitas de forma que forman crestas que pueden originar caídas de rocas.
- Presentan permeabilidad media-alta por fracturación y en superficie también intergranular.

6.3.3.2. Zona 3.2. Margas

- Esta zona abarca las unidades 30 y 35, formadas por margas grises masivas, pero que intercalan niveles de areniscas y calizas (unidades 31, 34 y 36).
- Ocupan zonas deprimidas a ambos lados de los ríos Cardener y Aigua de Valls, y están muy cubiertas.
- Tienen baja permeabilidad.

6.3.4. Área 4. Terciario continental del antepaís

Esta área cubre la mayor parte de la superficie de la Hoja, y está formada por un sector septentrional con buzamientos subverticales y un sector meridional plegado laxamente.

6.3.4.1. Zona 4.1. Lutitas

- Esta zona engloba las unidades 38, 39, 41, 48, 51, 53 y 54.
- Se trata de lutitas en alternancia con areniscas y conglomerados.
- Forman suelos arcillosos y ocasionalmente presentan fuerte expansividad.
- Las areniscas y conglomerados destacan como resaltes morfológicos, tienen permeabilidad media y alta, y fracturación penetrativa de espaciado desigual que puede propiciar caídas de bloques.

6.3.4.2. Zona 4.2. Conglomerados

- Esta zona engloba las unidades 40, 42, 46, 49, 50 y 52, al sur y sureste del macizo del Port del Comte.
- Se trata de conglomerados con intercalaciones de areniscas y, ocasionalmente, lutitas.
- Son rocas de permeabilidad media-alta por fracturación penetrativa, de espaciado variable.
- Son materiales de resistencia alta a muy alta.

– Forman estratos potentes y masivos que pueden dar lugar a escarpes propensos a la caída de bloques.

6.3.5. Área 5. Formaciones superficiales

6.3.5.1. Zona 5.1. Gravas

– Esta zona la forman las unidades 55, 57, 58, 59, 61 y 62.
– En ella predominan las gravas, con bloques dispersos, arenas y limos.
– La cementación es baja a nula, y la permeabilidad media y alta.
– Son materiales fácilmente excavables, de escasa estabilidad en taludes de desmonte y buenas como áridos.

6.3.5.2. Zona 5.2. Arcillas y limos

– Esta zona contiene la unidad 56 (glacis) y la unidad 60 (deslizamientos).
– Estos glacis están poco consolidados y son fácilmente excavables con maquinaria convencional.
– Los deslizamientos de la unidad 60 son masas desorganizadas, desfavorables frente a la estabilidad de taludes, y variables en su excavabilidad y aprovechamiento como áridos.

6.4. HIDROGEOLOGÍA

6.4.1. Climatología

La precipitación media anual en la estación de Tentellatge es de 791 mm, con máximos mensuales en torno a los 102 mm en mayo y un valor mínimo mensual de 34 mm en enero. El trazado de las isoyetas refleja un descenso mantenido hacia el sur y sureste de las lluvias anuales, de modo que los valores máximos, superiores a los 900 mm, se concentran en la sierra de Ensija, reduciéndose a menos de 700 mm en el borde meridional. La distribución estacional de las precipitaciones muestra un máximo en primavera-verano y un mínimo en otoño-invierno.

La temperatura media anual en la estación de Tentellatge es de 11,4ºC. La media mensual ofrece un máximo de 20,9ºC en julio y un mínimo de 2,7ºC en enero, reflejando una situación de fondo de valle que se mantiene en las estaciones del entorno. La distribución de las isotermas muestra un aumento constante de las temperaturas hacia el sur manifestando una depresión térmica con medias anuales inferiores a 4ºC en el macizo del Port del Comte.

La Hoja queda comprendida dentro de la zona mesotérmica I de Thornthwaite y ofrece valores medios de ETP anual en torno a los 700 mm (681 mm en Tentellatge) con máximos mensuales en julio (126 a 141 mm) y mínimos en enero (3,3 a 9,4 mm).

6.4.2. Las aguas superficiales

Los cursos fluviales principales, ríos Cardener, Aigua de Valls y Aigua d'Ora, discurren en dirección NNE-SSO, atravesando transversalmente estructuras y masas conglomeráticas. No obstante, el río Aigua de Valls, al llegar al valle de Lord se dispone de este a oeste encajado entre las sierras de Guixers y Busa, hasta su confluencia con el río Cardener en el embalse de la Llosa del Cavall. Este embalse tiene una capacidad de 80 hm^3 para una superficie de cuenca de 200 km^2, y su presa, inaugurada el año 1998 como sistema de regulación de la cuenca alta del río Cardener y con uso hidroeléctrico, se sitúa a unos 4 km aguas abajo de Sant Llorenç de Morunys.

El río Cardener poviene del macizo del Port de Comte, y sus datos foronómicos evidencian la importancia de las aportaciones en la cabecera de la cuenca. En la confluencia con el río Aigua de Valls se emplaza la estación 21, de Aigües Juntes, donde se obtiene un volumen anual medio de 70 hm^3 para una cuenca de 171 km^2, y un caudal medio de 2,22 m3/s. En la estación 25, de Olius, situada en el borde meridional de la Hoja, la aportación media anual es de 94 hm^3 para una cuenca de 254 km^2, y el caudal medio de 2,98 m3/s.

El río Aigua d'Ora cruza la mitad oriental de la Hoja. Más al este lo hacen las rieras de l'Hospital y Montclar, que constituyen la cabecera de la riera de Navel. Estos cursos se nutren de los aportes procedentes, respectivamente, de los relieves de Montcalb-los Rasos de Peguera y de la sierra dels Lladres, y sus discretos caudales base ponen de manifiesto los menores recursos de los acuíferos que los alimentan. El borde oriental de la Hoja está surcado por diversos cursos menores que confluyen directamente al río Llobregat por su margen derecho.

A excepción de la presa de la Llosa del Cavall, no se tiene constancia de otros usos importantes de las aguas superficiales. Los abastecimientos urbanos se realizan mediante aguas subterráneas. Sólo dos municipios de la franja oriental, l'Espunyola y Montclar, se han abastecido con pequeñas presas locales, actualmente substituidas por aguas subterráneas. La superficie de regadío es insignificante, con sólo 80 ha de cultivos herbáceos, concentradas en Montmajor, Navés y la Coma i la Pedra.

6.4.3. Las aguas subterráneas

6.4.3.1. Unidades hidrogeológicas

La Hoja de Sant Llorenç de Morunys se distribuye entre dos áreas hidrogeológicas que contienen siete unidades (acuíferos o grupos de acuíferos). En la bibliografía se proporcionan los enlaces a los visualizadores cartográficos y de acuíferos y bases de datos hidrogeológicos (ICGC, 1992, v2017). Estas áreas son:

- Área mesozoica y cenozoica del Pedraforca (Área 116). Es equivalente a la unidad intercuenca Cadí-Port del Comte (09.03.21) del Dominio Pirenaico del Sinclinal de Tremp (CHE, 1999).
- Área del Oligoceno detrítico de Solsona (Área 205).

Los acuíferos vienen codificados con seis dígitos: los tres primeros corresponden al código del área hidrogeológica, el cuarto (una letra) hace referencia a la litología, el quinto a una diferenciación cronológica, y el último dígito es un ordinal correlativo por zonas geográficas.

6.4.3.1.1. Área mesozoica y cenozoica del Pedraforca (Área 116)

Esta área corresponde a los relieves montañosos del tercio septentrional de la Hoja, que drenan a la cuenca del Llobregat, con excepción del río Ribera Salada, en el vértice noroeste, que drena a la cuenca del Ebro. Contiene cuatro unidades hidrogeológicas:

- Calizas mesozoicas del Pedraforca (116-C30). Esta unidad corresponde a los macizos del Port de Comte y los Rasos de Peguera, y las sierras de Pratformiu y dels Lladres.
- Calizas paleógenas del Pedraforca (116-C20). Esta unidad engloba las calizas del macizo del Port del Comte (con permeabilidad media-alta por fracturación-karstificación) y el Eoceno marino de Sant Llorenç de Morunys (con permeabilidad media-baja). El sistema acuífero del macizo del Port del Comte, en su conjunto, viene siendo objeto de estudio como modelo de caracterización de acuíferos mediterráneos de alta montaña (HERMS *et al*., 2019).
- Conglomerados paleógenos de Montcalb (116-B20). Presentan permeabilidad media-alta por fracturación-karstificación.
- Depósitos cuaternarios y aluviales del Pedraforca (116-A20). Se trata de los coluviones de la vertiente suroriental del macizo del Port del Comte, que presentan permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.

6.4.3.1.2. Área del Oligoceno detrítico de Solsona (Área 205)

Esta área corresponde al resto de la Hoja, que drena al río Llobregat, y contiene tres unidades hidrogeológicas:

- Conglomerados oligocenos de Comiols, Sant Llorenç de Morunys y Berga (205-B10).
- Depósitos detríticos oligocenos de Solsona (205-E11/E12). Tienen permeabilidad media-baja, que grada a media-alta por fracturación en las intercalaciones de areniscas y conglomerados, más frecuentes hacia el noroeste.
- Depósitos cuaternarios y aluviales de Solsona (205-A11). Se trata de la Fm Lladurs.

6.4.3.2. Características hidrogeológicas y uso del agua

Los acuíferos del tercio septentrional están vinculados a las calizas eocenas (macizo del Port del Comte), mesozoicas (sierra de Pratformiu, macizo de los Rasos de Peguera) y a los conglomerados paleógenos. Los sistemas calizos constituyen entidades hidroestructurales independientes, con recarga nival y pluvial que se verifica de forma kárstica, preferentemente mediante campos de dolinas situados en las zonas altas de las sierras y descargan en régimen natural por medio

de las surgencias periféricas, a los cursos superficiales, contribuyendo a la regulación de los caudales base de las cabeceras.

El resto de la Hoja constituye un acuitardo margoarcilloso con intercalaciones de niveles permeables por fracturación, en su mayor parte arenoso-conglomeráticos, que dan lugar a acuíferos locales. Se recargan en afloramiento mediante las precipitaciones y descargan a los cursos superficiales de forma muy difusa manteniendo, entre uno y tres meses sin lluvias, su funcionalidad durante el estiaje. Las formaciones superficiales dan lugar a acuíferos locales de poca entidad, con excepciones relevantes.

El inventario de puntos de agua comprende 34 entradas, distribuidas por toda la Hoja pero más abundantes al pie del macizo del Port del Comte y en el sector oriental del macizo de los Rasos de Peguera. La mayoría son manantiales (20), pozos (12) y galerías (2). Los manantiales proporcionan caudales comprendidos entre 0,2 y 19,5 l/s y son captados para el abastecimiento urbano. Pueden destacarse los siguientes:

- La Font de les Mesquites, con un caudal de 6 a 16 l/s, que drena las calizas de la sierra de Pratformiu y abastece a Sant Llorenç de Morunys y a la Pedra.
- La Font de Llumà, con un caudal de unos 3 l/s, que es el principal drenaje de las formaciones superficiales de la vertiente suroriental del macizo del Port del Comte, y constituye el abastecimiento principal de Sant Llorenç de Morunys.
- La Font de Canalda, con un caudal de unos 5 l/s, que drena el macizo del Port del Comte y suministra a Solsona.
- Las Fontscaldes, con un caudal de unos 14 l/s, que drenan formaciones conglomeráticas al sur del macizo del Port de Comte y abastecen a Solsona.
- Las Fonts de Lladurs, con un caudal de 9 l/s, que drenan frontalmente la Fm Lladurs del Plioceno y suministran a Solsona.
- Las fuentes de Castellar, Tagast y Canal Obscura, con caudales de entre 5 y 15 l/s, que drenan las calizas del macizo de los Rasos de Peguera y abastecen a Berga.

Los pozos explotan el Paleógeno de la cuenca del Ebro. Ofrecen rendimientos variables, en buena parte debido a la gran sensibilidad de los acuíferos ante el estiaje. Estimaciones realizadas a partir de los datos de producción proporcionan valores del orden de escasos m^2/d en los pozos positivos, indicativos de las bajas transmisividades de los acuíferos, si bien pueden superar puntualmente los 100 m^2/d.

El uso de las aguas subterráneas está orientado a los abastecimientos urbanos. Las extracciones ascienden a 1,58 hm^3 anuales. De hecho, 1,14 hm^3 (72%) se exportan fuera de la Hoja, para abastecimiento de Berga y Solsona. Las extracciones proceden de la subunidad de Montcalb-Rasos (41%), de los acuíferos cuaternarios (41 %), de los acuíferos paleógenos de la cuenca del Ebro (9%) y del macizo del Port de Comte (9%). El volumen destinado a los abastecimientos urbanos de la Hoja es de 0,71 hm^3 anuales para una población compensada (se computa población estacional) de 3.900 habitantes. Lladurs y Olius forman parte de la Mancomunidad del Solsonès y se abastecen con agua procedente de la vecina Hoja de Oliana

(nº 291). Los municipios de l'Espunyola y Montclar se nutren de un pozo situado en la vecina Hoja de Cardona (nº 330). El agua importada representa 0,3 hm^3, el 43% del total.

Los análisis de las aguas de los acuíferos carbonatados indica un marcado predominio de aguas de tipo bicarbonatado cálcico; de mineralización débil a ligera; la conductividad eléctrica raramente sobrepasa los 350 µS/cm; el pH es ligeramente alcalino, ≤ 8; y la dureza media a baja.

Los análisis de los acuíferos detríticos muestran aguas de tipo bicarbonatado cálcico; de mineralización media; con valores de conductividad entre 400 y 1.170 µS/cm; pH de 6,8 a 8,2, neutro o ligeramente ácido/alcalino; y durezas medias a altas (152 a 673 mg/l de CO3Ca). Un caso particular lo constituye el manantial de la Puda de la Pedra, con agua de tipo sulfatado más mineralizada y dura que las de su entorno, como probable consecuencia de una circulación corta a través de la facies Keuper (unidad 2).

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

La Hoja de Sant Llorenç de Morunys entra en el ámbito de siete espacios declarados de interés natural (PEIN, 1992):

- *Serra d'Ensija-els Rasos de Peguera*
- *Serra del Verd*
- *Serres d'Odèn-Port del Comte*
- *Serres de Busa-els Bastets-Lord*
- *Aigua d'Ora*
- *Serra de Queralt i serra dels Tossals (sierra dels Lladres)*
- *Ribera Salada*

En la presente memoria se proponen 10 espacios y puntos de interés geológico (PIG), dos de ellos catalogados ya como geozonas y geotopos (IEIGC, 2019) que, en cierto sentido cronológico, son:

1. Rudistas del Coll de Jou
2. Discordancias de Aigua de Valls
3. Retrocabalgamiento de Llinars
4. Yesos de Guixers
5. Discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys (geozona 152)
6. Anticlinal de Puig-reig
7. Plataformas residuales de Lladurs
8. Karst del Serrat de la Bòfia

9. Avenc Montserrat Ubach (geótopo 171)
10. Cementerio modernista de Olius

7.1. RUDISTAS DEL COLL DE JOU

En el Coll de Jou, en el entroncamiento entre las carreteras de Sant Llorenç-Alinyà-Solsona, aflora una serie del Campaniense superior con abundancia de rudistas en la base. Se trata de una localidad clásica donde se han definido varias especies (E. VICENS, com. pers., 2020).

7.2. DISCORDANCIAS DE AIGUA DE VALLS

En la sierra de Guixers, a lo largo del valle del río Aigua de Valls, puede observarse una potente serie de conglomerados sintectónicos en relación con un sistema imbricado de láminas cabalgantes que se propaga hacia el traspaís, en secuencia de bloque superior. La rampa basal queda fosilizada por la Fm Coubet (unidad 25). Para una explicación detallada véase el epígrafe *3.3.3. Láminas de Queralt*.

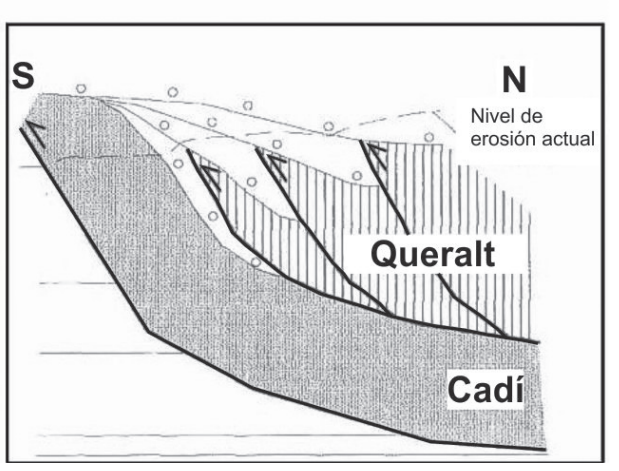


Figura 16. Emplazamiento de las láminas de Queralt (VERGÉS, 1993).

7.3. RETROCABALGAMIENTO DE LLINARS

En el sector de Llinars, el giro oblicuo del cabalgamiento frontal de las láminas de Queralt, junto con las litologías lábiles (turbiditas y yesos), originan estructuras complejas de pliegues, cabalgamientos y retrocabalgamientos. Una estructura de este último tipo sitúa las turbiditas (unidad 19) del manto del Cadí por encima de los conglomerados y areniscas (24) que fosilizan las láminas de Queralt, cortando su rampa basal.

7.4. YESOS DE GUIXERS

El topónimo "guixers" es indicativo de la existencia de yeseras (en catalán yeso es "guix"). El PIG abarca diversos afloramientos de yesos (unidad 21) de la base de la serie turbidítica luteciense, en la vertiente sur de la sierra de Guixers, como las canteras activas situadas al noroeste de Sant Martí de Guixers, la cantera abandonada de Torrent de Sant Feliu y el afloramiento natural de Coromines. Aunque predominan los yesos secundarios masivos, alabastrinos, se conservan vestigios de las litofacies primarias de yesos seleníticos, con frecuencia pseudomórficos, propios de un medio de plataforma somera evaporítica, y facies de yesos brechoides característicos de ambientes de transición a talud.

7.5. DISCORDANCIA PROGRESIVA DE SANT LLORENÇ DE MORUNYS (GEOZONA 152)

Este espacio muestra la geometría de una discordancia progresiva, a modo de abanico invertido en el que las capas evolucionan progresivamente en el tiempo, desde subverticales o invertidas a inclinadas y, finalmente, horizontales, por efecto de la relación entre la tectónica y la sedimentación. Se explica detalladamente en el epígrafe *3.4.1. Discordancia progresiva de Sant Llorenç de Morunys y sinclinal de Busa*. La estructura se sigue desde la Mola de Lord hasta la sierra de Busa. Dos localidades clásicas de observación son el mirador del Tossal de la Creu del Codó, donde la estructura está señalizada e interpretada, y desde el santuario de Lord.

7.6. ANTICLINAL DE PUIG-REIG

El anticlinal de Puig-reig es un pliegue sinsedimentario de gran amplitud, modelado en facies continentales oligocenas (sistema aluvial 3). Por su escala y situación estructural en relación a un orógeno, se considera un buen análogo de anticlinales de regiones productivas de petróleo, como por ejemplo, en el antepaís del Zagros (Oriente Medio). Véase el epígrafe *3.4.2. Anticlinal de Puig-reig*.

7.7. PLATAFORMAS RESIDUALES DE LLADURS

Este punto está constituido por las planicies que se sitúan al norte de Lladurs, restos de una superficie de erosión, disectada por la red fluvial, que bisela la serie oligocena y se encuentra parcialmente fosilizada por un depósito clástico Plioceno o Pliocuaternario (Fm Lladurs). El Castell de Lladurs es un buen mirador panorámico, así como la gravera activa de Cavallol.

7.8. KARST DEL SERRAT DE LA BÒFIA

En la vertiente sudoriental del macizo del Port del Comte, el Serrat de la Bòfia presenta una superficie estructural con formas kársticas muy desarrolladas (dolinas, uvalas), entre las que destaca el Forat de la Bòfia, una sima de 40 m de profundidad, que antaño fue usada como pozo de hielo. "Bòfia" es un término local para expresar cuevas y simas que tienen su origen en dolinas.

7.9. AVENC MONTSERRAT UBACH (GEOTOPO 171)

Al sur de Puig Sobirà, pero ya en plena serie conglomerática oligocena, se descubrió esta sima en los años 60, que con sus 202 m de profundidad es una de las más relevantes del mundo en conglomerados. Tiene un valor geológico añadido en el sentido de que es fácilmente accesible para su estudio, ya que generalmente los karsts en conglomerados suelen estar en la zona inundada.

7.10. CEMENTERIO MODERNISTA DE OLIUS

Este cementerio, proyectado en 1916 por el arquitecto Bernardí Martorell, discípulo de Gaudí, constituye una singular construcción adaptada al terreno que aprovecha los elementos naturales existentes. Se emplaza en un nivel de areniscas de la serie oligocena en el que se han excavado las tumbas y labrado directamente los complementos decorativos. Los pasillos discurren a través de las diaclasas abiertas y de los espacios entre los bloques caídos. Es un monumento protegido e inventariado en el *Patrimonio Arquitectónico de Catalunya*.

8. BIBLIOGRAFÍA

Alisedo, L.O. (1998): *Caracterización del material del lecho, geometría hidráulica y la carga de fondo en un río de gravas (Ribera Salada, cuenca del Segre)*. Tesis doctoral, Universitat de Lleida, 93 p.

Almela, A. y Ríos, J.M. (1943): "Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana". *Boletín* IGME, 56: 391-451.

Almela, A. y Ríos, J.M. (1947): "Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida a escala 1:200.000". *Rev. IGME*, 193 p.

Alonso, J.L.; Colombo, F. y Riba, O. (2011): "Folding mechanisms in a fault-propagation fold inferred from the analysis of unconformity angles: the Sant Llorenç growth structure (Pyrenees, Spain). En: McClay, K.; Shaw, J. y Suppe, J. (eds.). Thrust fault related folding. *AAPG Memoir*, 94: 137-151. dx.doi.org/10.1306/ 13251336M943430

Ashauer, H. (1934, traducido en 1943): "La terminación oriental de los Pirineos". *Publ. Alem. Geo. Esp.*, 2: 201-342.

Ayala, F. y Corominas, J. (2002): "Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG". *Publ. IGME*, 29 p.

Babault, J.; Van den Driessche, J.; Bonnet, S.; Castelltort, S. y Crave, A. (2005): "Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain". *Tectonics*, 24: 1-19. doi:10.1029/2004TC001697

Babault, J.; Loget, N.; Van den Driessche, J.; Castelltort, S.; Bonnet, S. y Davy, P. (2006): "Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?". *Geomorphology*, 81: 155-165. doi:10.1016/j .geomorph .2006.04.004

Babault, J.; Van den Driessche, J. y Teixell, A. (2009): "Tectonics from topography: two examples from the Pyrenees and the High Atlas". *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 29: 94-100.

Balagué, J. (2008): *Estudi geomorfològic del vessant SE de la serra del Port del Comte, Solsonès*. Tesis de licenciatura, Universitat de Barcelona.

Barnolas, A. (1992): "Evolución sedimentaria de la cuenca surpirenaica oriental durante el Eoceno". *Acta Geol. Hispánica*, 27 (1–2): 15-31.

Barnolas, A.; Larrasoaña, J.C.; Pujalte, V.; Schmitz, B.; Sierro, F.J.; Mata, M.P.; Van den Berg, B.C.J.; Pérez-Asensio, J.N.; Salazar, A.; Salvany, J.M.; Ledesma, S.; García-Castellanos, D.; Civis, J. y Cunha, P.P. (2019): "Alpine foreland basins". En: Quesada, C. y Oliveira, J.T. (eds.). The geology of Iberia: A geodynamic approach. *Springer Nature Switzerland AG*., Vol. 4: 7-59.

Barrier, L.; Proust, J.-N.; Nalpas, T.; Robin, C. y Guillocheau, F. (2010): "Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro basin (southeastern Pyrenees, Spain). *J. Sediment. Res*., 80: 728-749. dx.doi.org/10.2110/jsr.2010.069

Beamud, E.; Garcés, M. y Cabrera, L. (2003): "A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain". *Earth Planet Sci. Lett.,* 216: 501-514.

Beaumont, C.; Muñoz, J.A.; Hamilton, J. y Fullsack, P. (2000): "Factors controlling the Alpine evolution of central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models". *Journal of Geophysical Research*: Solid Earth, 105 (B4): 8121-8145. doi: 10.1029/1999JB900390

Berástegui, X.; Pl, M.E.; Escuer, J.; Casanovas, J.; Samsó, J.M.; Arbués, P.; Martínez, A. y Vilella, L. (2017): Mapa geológico de la Hoja nº 291 (Oliana). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

Betzler, C. (1989a): "A carbonate complex in an active foreland basin: the Paleogene of the sierra del Port del Comte and sierra del Cadí (southern Pyrenees)". *Geodinamica Acta*, 3 (3): 207-220.

Betzler, C. (1989b): *The upper Paleocene to middle Eocene between the río Segre and the río Llobregat (eastern south Pyrenees): Facies, stratigraphy and structural evolution*. Tesis doctoral, Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, A (2), 113 p.

Bilotte, M. (1978): "Le Crétacé Supérieur des sierras del Cadí, del Port del Comte et de Odèn (Tronçon catalan-Pyrénées). *C.R. Sc. Phys. et Hist. Nat*., Genève, 13 (1): 16-22.

– (1985): "Le Crétacé Supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, 2, 438 p.

Bilotte, M. y Aragonès, E. (2010): "Gaston Astre et la géologie de la région Cadí-Pedraforca. Histoire d'une cartographie inédite réalisée de 1922 à 1927?" *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 17: 27-43.

Birot, P. (1937): *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Tesis doctoral, Ed. Baillière, J.B., París, 318 p.

Boissevain, H. (1934): "Etude géologique et morphologique de la vallée de la Haute-Sègre" (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat.Toulouse*, 66: 33-170.

Bosch, G.V.; Van den Driessche, J.; Babault, J.; Robert, A.; Carballo, A.; Le Carlier, C.; Loget, N.; Prognon, C.; Wyns, R. y Baudin, T. (2015): "Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees". From rifting to mountain building: the Pyrenean belt. *Comptes Rendus Géoscience*, 348 (3-4):194-202. 10.1016/j.crte.2015.08.005

Burbank, D.W.; Puigdefàbregas, C. y Muñoz, J.A. (1992a): "The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, north-east Spain". *Geol. Soc. America Bull.*, 104: 1101-1120.

Burbank, D.W.; Vergés, J.; Muñoz, J.A. y Bentham, P. (1992b): "Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the central southern Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition". *Geol. Soc. America Bull.*, 104: 1-18.

Calvet, F. y Anglada, E. (1987): "El Triásico del Pirineo: Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico". *Informe del IGME*, 96 p.

Calvet, F.; Sole de Porta, N. y Salvany, J.M. (1993): "Cronoestratigrafía (palinología) del Triásico sudpirenaico y Pirineo Vasco-Cantábrico". *Acta Geol. Hispánica*, 28: 33-48.

Calvet, F.; Anglada, E. y Salvany, J.M. (2004): "El Triásico de los Pirineos". En: VERA J.A. (ed.): Geología de España, *Soc. Geol. España-IGME*: 272–274.

Calvet, M. (1996): *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales*. Tesis doctoral, *Document du BRGM*, 255, 1177 p.

Calvet, M. (1998): "Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas". En: Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (eds.). Las huellas glaciares de las montañas españolas. *Public. Universidade de Santiago de Compostela*: 263-290.

Calvet, M. y Gunnell, Y. (2008): "Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of east Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis". *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 296: 147-166.

Calvet, M.; Delmas, M.; Gunnell, Y.; Braucher, R. y Bourlès, D. (2011): "Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees". En: Ehlers, J.; Gibbard, P.L. y Hughes,

P.D (eds.). Quaternary glaciations – Extent and chronology. *Developments in Quaternary Science*, 15: 127-139.

Calvet, M.; Gunnell, Y. y Delmas, M. (2014): "The Têt river valley: a condensed record of long-term landscape evolution in the Pyrenees". Landscapes and Landforms of France, Springer: 127-138.

Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica". *Estudios. Geol.*, 41: 391-404.

Carrigan, J.H.; Anastasio, D.J.; Kodama, K.P. y Parés, J.M. (2016): "Fault-related fold kinematics recorded by terrestrial growth strata, Sant Llorenç de Morunys, Pyrenees mountains, NE Spain", *J. Struct. Geol.*, 91: 161-176. doi:10.1016/j.jsg.2016.09.003

Carrillo, E. (2012): *The evaporites of the southeastern Pyrenean basin (Late Cuisian – Lutetian): Sedimentology and structure*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 192 p.

Carrillo, E.; Rosell, L. y Ortí, F. (2014): "Multiepisodic evaporite sedimentation as an indicator of palaeogeographical evolution in foreland basins (south-eastern Pyrenean basin, Early–Middle Eocene)". *Sedimentology*, 61: 2086-2112.

Casanovas, J.; Gracia, I.; Casadevall, M.; Escuer, J. y Saula, E. (2019): "Mapa geològic a escala 1:25.000. Full de Gironella, 293-1-2 (71-24). *Publ. ICGC*.

Caus, E. y Gómez Garrido, A. (1989): "Upper Cretaceous biostratigraphy of the south-central Pyrenees (Lleida, Spain)". *Geodinamica Acta*, 3: 221-228.

Caus, E.; García-Senz, J.; Rodés, D. y Simó, A. (1990): "Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian) sediments in the Organyà basin, Pyrenees, Spain". *Cretaceous Research*, 11: 313-320.

CHE (1999): "Delimitación de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del Ebro". *Confederación Hidrográfica del Ebro.*

Chevalier, G. (2013): *Assesing debris-flow hazard focusing on statistical morpho-fluvial susceptibility models and magnitude-frequency relationships. Application to the central - eastern Pyrenees*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 325 p.

Chevalier, G.; Medina, V.; Hürlimann, M. y Bateman, A. (2013): "Debris-flow susceptibility analysis using fluvio-morphological parameters: Application to the central-eastern Pyrenees". *Nat. Hazards*, 67: 213-238.

Chevrier-Magné, S. (1974): "Les phenomenes karstiques dans le massif del Port del Comte". Mcm. et Documents C.N.R.S., 15 (Phenomenes karstiques II): 135-148.

Choukroune, P. y Ecors Team (1989): "The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt". *Tectonics*, 8 (1): 23-39.

Clavell, E.; Martínez, A. y Vergés, J. (1988): "Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment". *Acta Geol. Hispánica*, 23 (2): 129-140.

Clotet, N. y Gallart, F. (1983): "Fenomens d'esllavissaments esdevinguts durant els aiguats del novembre de 1982 al Solsonès i Alt Berguedà: la Coma i Maçaners". Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya.

– (1984): "El deslizamiento de la Coma (Solsonès, Catalunya) de Noviembre de 1982. Inestabilidad de laderas en el Pirineo". ETSECCP. Barcelona: 1.6.1-1.6.14.

Corominas, J. (1995): "Evidence of basal erosion and shearing as mechanisms contributing the development of lateral ridges in mudslides, flow-slides, and other flow-like gravitational movements". *Engineering Geology*, 39: 45-70.

Corominas, J. y Moreno, M. (1988): "Mechanism of mudflows: a case study in the Spanish eastern Pyrenees". En: Bonnard, Ch. (ed.). Landslides. *Proc. 5th Int. Symp. Landslides*, 1: 589-594.

Corominas, J. y Alonso, E. (1990): "Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees". Hydrology in Mountainous Regions. U - Artificial Reservoirs; Water and Slopes (Proceedings of two Lausanne Symposia). *IAHS Publ*., 194.

Corominas, J.; Moya, J.; Ledesma. A.; Rius, J.; Gili, J.A. y Lloret, A. (1999): "Monitoring of the Vallcebre landslide, eastern Pyrenees, Spain". En: Slope stability engineering. *Proceed. Intern. Symp. on Slope Stability Engineering*, Japan: 1239-1244.

Costa, E. (2011): *Paleogene chronostratigraphy of the SE margin of the Ebro basin: Biochronological and tectonosedimentary evolution implications*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona.

Costa, E.; Garcés, M.; López-Blanco, M.; Beamud, E.; Gómez-Paccard, M. y Larrasoaña, J.C. (2010): "Closing and continentalization of the south Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetochronological constraints". *Basin research*, 22 (6): 904-917. doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00452.xCOSTA, E.; Garcés, M. y López-Blanco, M.; Serra-Kiel, J.; Bernaola, G.; Cabrera, L. y Beamud, E. (2013): "The Bartonian– Priabonian marine record of the eastern south Pyrenean foreland basin (NE Spain): A new calibration of the larger foraminifers and calcareous nannofossil biozonation". *Geologica Acta* 11 (2): 177-193.

Costa Mercadal, J.M. (1989): *Turbidites de Ripoll, relació amb llurs plataformes*. Tesis doctoral, Universitat Autónoma de Barcelona.

Cruset, D.; Cantarero, I.; Travé, A.; Vergés, J. y John, C.M. (2016): "Crestal graben fluid evolution during growth of the Puig-reig anticline (south Pyrenean fold and thrust belt)". *Journal of Geodynamics*, 10. doi:Cruset, D.; Vergés, J.; Cantarero, I. y Travé, A. (2019): "From rock-buffered to open fluid system during emplacement of the Lower Pedraforca thrust sheet (south Pyrenees)". *Abstracts of the 1st Conference of the Arabian Journal of Geosciences*, Tunisia.

Dalloni, M. (1930): "Etude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, 373 p.

Delmas, M. (2015): "The last maximum ice extend and subsequent deglaciation of the Pyrenees: An overview of recent research". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2): 359-387.

Díaz, J.; Vergés, J.; Chevrot, S.; Antonio-Vigil, A.; Ruiz, M.; Sylvander, M. y Gallart, J. (2018): "Mapping the crustal structure beneath the eastern Pyrenees". *Tectonophysics*, 744: 296-309. doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.011

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". En McClay, K. (ed.): Thrust tectonics. *Chapman & Hall*: 265-275.

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

Fauré, P. (1984): "Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (provinces de Huesca, Lérida et Barcelona)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 121: 23-37.

Ferrer, J. (1967): "Le Paléocene et l'Eocene des cordillières cotières de la Catalogne (Espagne)". *Eclogae geol. Helvetica*, 60 (2): 567-576.

Ford, M.; Williams, E.; Artoni, A.; Vergés, J. y Hardy, S. (1997). "Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 19: 413-44. doi:10.1016/S0191-8141(96)00116-2

Gallart, F. (1995): "The relative geomorphic work effected by four processes in rainstorms: a conceptual approach to magnitude and frequency". *Catena*, 25: 353-364.

Gallart, F. y Clotet, N. (1988): "Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extrem rainfall event: the November 1982 flood in the eastern Pyrenees. *Catena Supp.*, 13: 79-95.

García-Castellanos, D. y Cruz Larrasoaña, J. (2015): "Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia)". *Geological Society of America*. doi:10.1130/G36673.1

Garrido-Megías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 395 p.

Gich, M. (1969): "Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona)". *Acta Geol. Hispánica*, 1: 5-8.

Gilham, R.E. y Bristow, C.S. (1998): "Facies architecture and geometry of a prograding carbonate ramp during the early stages of foreland basin evolution: Lower Eocene sequences, sierra del Cadí, SE Pyrenees, Spain". En: Wright, V.P. y Burchette, T.R. (eds.). Carbonate ramps. *Geol. Soc. London Spec. Publ*., 149: 181-203.

Giménez-Montsant, J. (1993): *Análisis de cuenca del Eoceno inferior de la unidad Cadí (Pirineo oriental). El sistema deltaico y de plataforma carbonática de la formación Corones*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 344 p.

Gómez-Gras, D; Roigé, M.; Fondevilla, V.; Oms, O.; Boya, S. y Remacha, E. (2015): "Provenance constraints on the Tremp formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro massif vs Pyrenees sources". *Cretaceous Research.* dx.doi.org/10.1016/j.cretes.2015.09.010

Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Oliva, M. y Salvà, M. (2011): "Morfología glaciar y periglaciar de la Cerdanya (Pirineo oriental): Los sectores de Aràn-ser-la Llosa y la Feixa-la Màniga". En: Turu, V. y Constante, A. (eds.). El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*.

Gretter, N.; Ronchi, A.; López-Gómez, J.; Arche, A.; De la Horra, R.; Barrenechea, J. y Lago, M. (2015): "The Late Palaeozoic-Early Mesozoic from the Catalan Pyrenees (Spain): 60 Myr of environmental evolution in the frame of the western peri-Tethyan palaeogeography". *Earth Sci. Rev.*, 150: 679-708.

Grool, A.R. (2018): *From rift system to doubly vergent orogen: An evolutionary model based on a case study of the eastern Pyrenees and controlling factors from numerical models*. Tesis doctoral, Universidad de Lorraine, 135 p.

Grool, A.R.; Ford, M.; Vergés, J.; Huismans, R.S.; Christophoul, F., y Dielforder, A. (2018): "Insights into the crustal-scale dynamics of a doubly vergent orogen from a quantitative analysis of its forelands: A case study of the eastern Pyrenees". *Tectonics*, 37: 450-476.

Guérin-Desjardins, B. y Latreille, M. (1962): "Estudio geológico de los Pirineos españoles entre los ríos Segre y Llobregat (prov. de Lérida)". *Bol. Geol. Min*., 73: 329-371.

Gunnell, Y.; Zeyen, H. y Calvet, M. (2008): "Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures". *Earth and Planetary Science Letters*, 276 (3-4): 302-313.

Hardy, S. y Poblet, J. (1995): "The velocity description of deformation. Paper 2: Sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds". *Marine and Petrol. Geol*., 12 (2): 165-176.

Hartevelt, J.J.A. (1970): "Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain". *Leidse Geol. Med*., 45: 167-236.

Herms, I.; Jódar, J.; Soler, A.; Vadillo, I.; Lambán, L.J.; Martos-Rosillo, S.; Núñez, J.A.; Arnó, G. y Jorge, J. (2019): "Contribution of isotopic research techniques to characterize high-moun-

tain-Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (eastern Pyrenees) aquifer". *Sci. Total Environ*., 656: 209-230. doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.188

Hottinger, L. y Schaub, H. (1960): "Zur Stufeneinteilung des Paleozäens und des Eozäens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien". *Eclogae geol. Helv*., 53: 453-480.

Hürlimann, M.; Corominas, J.; Moya, J. y Copons, R. (2003): "Debris-flow events in the eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation". En: Ricckenman, D. y Chen, C. (eds.). 3rd International Conference on Debris-flow Hazars Mitigation, *Millpress*: 115-126.

Hürlimann, M.; Lantada, N.; González, M. y Pinyol, J. (2016): "Susceptibility assessment of rainfall-triggered flows and slides in the central-eastern Pyrenees". En: Aversa *et al*. (eds.). Landslides and engineered slopes. Experience, theory and practice. *Associazione Geotecnica Italiana*: 1129-1136.

ICGC (1992, actualizado 2017): "Mapa d'àrees hidrogeològiques de Catalunya 1:250.000". *Publ. Servei Geològic de Catalunya.*

– instamaps.cat/instavisor/97402247/35124f3852db7a53e75388f2e2d86d20/ICGC_Geoindex-Visualitzador Cartografia_hidrogeologica.html?3D=false#11/42.2117/1.1876

– sig.gencat.cat/visors/VISOR_ACA.html

ICGC (2010): "Atles geològic de Catalunya". *Publ. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*.

ICGC (2014): "Mapa estructural de Catalunya 1:250.000". *Publ. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.*

IEIGC (2019): "*Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya".* territori.gencat.cat/ca/01_departament/12_cartografia_i_toponimia/bases_cartografiques/medi_ambient_i_sostenibilitat/bases_miramon/territori/09_patrimoni_geologic/

IGME (1983): "Actualización del inventario de recursos nacionales de carbón. Zona Pirenaica". 337 p.

Jacob, C.; Fallot, P.; Astre, G. y Ciry, R. (1927): "Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales". *C. R. 14ème Cong. géol. int*., Madrid, 1926, 2: 335-411.

Jammes, S.: Manatschal, G.; Lavier, L. y Masini, E. (2009): "Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees". *Tectonics* 28 (4). doi:10.1029/2008TC002406

Lagabrielle, Y.; Labaume, P.; Saint Blanquat, M. de (2010): "Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies". *Tectonics*, 29 (4). doi:LLISCAT (2020)

Llopis, N. (1952): "Los relieves estructurales del alto valle del Llobregat". *Est. Geogr.*, 13 (46): 73-142.

Llorens, P.; Gallart, F.; Cayuela, C.; Roig-Planasdemunt, M.; Casellas, E.; Molina, A.J.; Moreno De Las Heras, M.; Bertran, G.; Sánchez-Costa, E. y Latron, J. (2018): "What have we learnt about Mediterranean catchment hydrology? 30 years observing hydrological processes in the Vallcebre research catchments". Universidad de La Rioja. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44 (2): 475-502.

Loaiza, J.C. (2007): *Soil hydrology in the Ribera Salada catchment (Catalan Pre-Pyrenees). Application of hydrologic models for the estimation of hydrologic transitional regimes.* Tesis doctoral, Universitat de Lleida, 112p.

Luterbacher, H.P. (1969): "Remarques sur la position stratigraphique de la formation de Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. BRGM*, 69: 225-232.

Luterbacher, H.P.; Eichenseer, H. y Betzler, C. (1991): "Carbonate – siliciclastic depositional systems in the Paleogene of the south Pyrenean foreland basin: a sequence-stratigraphic approach". *IAS Spec Publ.*, 12: 391-407.

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*, 23 (2): 119-128.

Martínez, A.; Berástegui, X. y Losantos, M. (1996). "Corte geológico N-S en el Pirineo oriental: emplazamiento en una secuencia de bloque superior ("fuera de secuencia") de las láminas cabalgantes que forman el manto inferior del Pedraforca". *Geogaceta*, 20: 450-453.

Martínez, A.; Rivero, L. y Casas, A. (1997): "Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the south-eastern Pyrenees (NE Spain)". *Tectonophysics*, 282: 303-329.

Martínez, A.; Tudela, M.; Tallada, A. y Copons, R. (2013): "Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000". Full de la Pobla de Lillet, 255-1-2 (71-22)". ICGC.

Martínez, R. y Vicens, E. (1987-88): "Ammonites del Campaniense y del Maastrichtiense del Berguedà (Prepirineo catalán)". *Rev. Inv. Geol.*, 44-45: 415-429.

Masriera, A. y Ullastre, J. (1985): "Puntualización acerca de las relaciones entre el Eoceno marino de Montcalb – la Corriu, el de Sant Llorenç de Morunys y los conglomerados continentales encajantes (Pirineo catalán)". *Estudios geol.*, 41: 385-390.

– (1990): "Yacimientos inéditos de carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo Catalán". *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (1-2): 33-41.

Mata Perelló, J.M. (1990): "Els minerals de Catalunya". Institut d'Estudis Catalans. *Arxius de la secció de Ciències*, XCIII, 402 p.

Mató, E.; Saula, E.; Martínez, A.; Muñoz, J.A.; Vergés, J. y Escuer, J. (1994): "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Berga (293)". IGME.

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. Med*., 41: 221-228.

Moeri, E. (1977): "Oberkretazischen schelf sedimente in den central Pyrenäen zwischen río Segre und Llobregat". *Eclogae geol. Helv*., 70 (1): 193-235.

Mouthereau, F.; Filleaudeau, P.-Y.; Vacherat, A.; Pik, R.; Lacombe, O.; Fellin, S.; Castelltort, M.G.; Christophoul, F. y Masini, E. (2014): "Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence". *Tectonics*, 33: 2283-2314. doi:10.1002/2014TC003663

Moya, J. (2002): *Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 248 p.

Mueller, E.; Batalla, R.; Garcia, C. y Bronstert, A. (2008): "Modeling bed-load rates from fine grain size patches during small floods in a gravel-bed river". *J. Hydraul. Eng*., 134 (10): 1430-1439.

Muñoz, J.A. (1985): *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona Axial del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 305 p. *Col.lecció Monografies tècniques, 1*, Servei Geològic de Catalunya, 1992, 227 p.

– (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". En: McCLAY, K.R. (ed.). Thrust tectonics. Chapman & Hall, London: 235-246.

– (2019): "Alpine orogeny: Deformation and structure in the northern Iberian margin (Pyrenees s.l.)". En: Quesada, C. y Oliveira, J.T. (eds.). The geology of Iberia: A geodynamic approach. *Springer Nature Switzerland AG*., Vol. 4: 433-451.

Muñoz, J.A., Martínez, A. y Vergés, J. (1986): "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *J. Struct. Geol*., 8 (3/4): 399-405.

Muñoz, J.A.; Vergés, J.; Martínez, A.; Fleta, J.; Pujadas, J.; Tosquella, J.; Samsó, J.M.; Sanz-López, J.; Saula, E.; MATÓ, E. y Barberà, M. (1994): Mapa geológico de la Hoja nº 256 (Ripoll). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

Muñoz, J.A.; Mencos, J.; Roca, E.; Carrera, N.; Gratacós, O.; Ferrer, O. y Fernández, O. (2018): "The structure of the south-central-Pyrenean fold and thrust belt as constrained by subsurface data". *Geologica Acta*, 16 (4): 439-460.

Odlum, M.L.; Stockli, D.F.; Capaldi, T.N.; Thomson, K.D.; Clark, J.; Puigdefàbregas, C. y Fildani, A. (2019): "Tectonic and sediment provenance evolution of the south eastern Pyrenean

foreland basins during rift margin inversion and orogenic uplift". *Tectonophysics*, 765: 226–248.

Oms, O.; Dinarès-Turell, J.; Vicens, E.; Estrada, R.; Vila, B.; Galobart, À. y Bravo, A. M. (2007): "Integrated stratigraphy from the Vallcebre basin (southeastern Pyrenees, Spain): new insights on the continental Cretaceous-Tertiary transition in southwest Europe". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 255: 35-47.

Oms, O.; Fondevilla, V.; Riera.; Marmi, J.; Vicens, E. y Estrada, R. (2015): "Transitional environmensts of the lower Maastrichtian south pyrenean basin (Catalonia, Spain): the Fumanya member tidal flat". *Cretaceous Research.* dx.doi.org/10.1016/j.cretes.2015.09.004

Orozco, M.; Poch, R.M.; Batalla, R.J. y Balasch, J.C. (2006): "Hydrochemical budget of a Mediterranean mountain basin in relation to land use (The Ribera Salada, Catalan Pre-Pyrenees, NE Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, 50: 77-94.

Ortí, F.; Busquets, P.; Rosell, L.; Taberner, C.; Utrilla, R. y Quadras, M. (1987): "La fase evaporítica del Eoceno medio (Luteciense) de la cuenca surpirenaica catalana. Nuevas aportaciones". *Rev. Invest. Geòl.*, Dip. Prov. Barcelona, 44-45: 281-302.

Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Bourles, D.; Delmas, M.; Calvet, M. y Gunnell, Y. (2010): "Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees". *Geology,* 38: 891-894.

Pannekoek, A. J. (1937): "Die jungtertiäre morphologischtektonische entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen". *Ass. Et. Géol. Médit. Occ. (Géol. Pays Catal.)*, III (4) partie I: 25 p.

Parés, J.M. y Anastasio, D. (2018): "The extent of penetrative Pyrenean deformation in the Ebro foreland basin: Magnetic fabric data from the eastern sector". *Geologica Acta*, 16 (4): 375-390. doi:10.1344/GeologicaActa2018.16.4.3

Pein (1992): "*Plà d'Espais d'Interès Natural de Catalunya".* mediambient.gencat.cat/ca/05_ambits_dactuacio/patrimoni_natural/senp_catalunya/el_sistema/el_pla_despais_dinteres_natural_de_catalunya/

Peña, J.L. (1983): "La Conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico". *Publ. Instituto de Estudios Ilerdenses*, Lleida, 373 p.

Peybernés, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Tesis doctoral, Universidad de Tolouse, 459 p.

– (1991): "Les séquences de dépòt du Dogger des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313: 209-214.

Poch, R.M.; Pratdesaba, E. y Rius, J. (2002): "Hydrology of forest soils in El Solsonés (Catalonia): Contribution to the catchment water resources". En: Rubio, J.L.; Morgan, R.P.C.; Asins, S. y

Andreu, V. (eds.). Proceedings of the third int. congress man and soil at the third millennium. *Geoforma Ed*.: 411-422.

Pons, J.M. y Caus, E. (1996): "El Cretácico Superior en el Pirineo. Paleontología". *Revista Española de Paleontología*, no. extr.: 182-189.

Portilla, M. (2014). *Reconstrucción y análisis de ocurrencias regionales de múltiples eventos de movimientos en masa generados por lluvias históricas en los Pirineos*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Barcelona, 400 p.

Pueyo, E.L.; Beamud, E.; Muñoz, J.A.; Rodríguez-Pintó, A. y San Miguel, G. (2016): "Remagnetización alpina en la serra del Cadí (Pirineo oriental)". IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 16 (1): 869-872.

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". En: Allen, P.A. y Homewood, P. (eds.). Foreland basins. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim*., 8: 229-246.

Ramos, E.; Busquets, P. y Vergés, J. (2002): "Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees)". *Sed. Geol*. 146 (1-2): 105-131.

Rat, P. (1966): "Sur les facies du Crétacé Inférieur dans l'est du domaine pyrénéen". *Pirineos*, 81-82: 117-127.

Reguant, S. (1967): "El Eoceno marino de Vic (Barcelona)". *Memoria* IGME, 68: 1-350.

Riba, O. (1973): "Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva". *Acta Geol. Hispánica*, 8 (3): 90-99.

– (1976): "Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation". *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.

Rosell, J. y Llompart, C. (1982): "Pirineo". En: El Cretácico de España. *Publ. Universidad Complutense Madrid*: 161-198.

Rosell, J.; Ferrer, J. y Luterbacher, H.P. (1973): "El Paleógeno marino del noreste de España". XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. *ENADIMSA*: 29-62.

Rushlow, C.R.; Barnes, J.B.; Ehlers, T.A. y Vergés, J. (2013). "Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay". *Tectonics*, 32: 843-860.

Sánchez Olmos, V. (2015): *Inventario y base de datos para el análisis espacial de corrientes de derrubios en el Pirineo catalán*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 155 p.

Sans, M.; Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1996): "Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees)". *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44 (2): 375-384.

Saula, E.; Mató, E. y Puigdefàbregas, C. (2002): "Catastrophic debris-flow deposits from an inferred landslide-dam failure, Eocene Berga formation, eastern Pyrenees, Spain". Flood and megaflood processes and deposits: Recent and ancient examples. Wiley Online Library: 195-209.

Séguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Tesis doctoral, Universidad de Montpellier. *Publ. USTELA, Sér. Geol. Struct*., 2, 155 p.

Serra-Kiel, J. (1984): "Estudi dels *Nummulites* del grup de *N. perforatus* (Montfort) (Conques aquitana, catalana i balear). *Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural*, 11, 244 p.

Serra-Kiel, J.; Hottinger, L.; Caus, E.; Drobne, K.; Ferrández-Cañadell, C.; Jauhri, A.K.; Less, G.; Pavlovec, R.; Pignatti, J.; Samsó, J.M.; Schaub, H.; Sirel, E.; Strougo, A.; Tambareau, Y.; Tosquella, J. y Zak Revskaya, 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.; Ferràndez-Cañadell, C.; Busquets, P.; Tosquella, J. y Vergés, J. (2003a): "Marine and transitional middle/upper Eocene units of the southeastern Pyrenean foreland basin (NE Spain)". *Geologica Acta*, 1: 177-200.

Serra-Kiel, J.; Mató, E.; Saula, E.; Travé, A.; Ferràndez-Cañadell, C.; Àlvarez-Pérez, G.; Franquès, J. y Romero, J. (2003b): "An inventory of the marine and transitional middle/upper Eocene deposits of the southeastern Pyrenean foreland basin (NE Spain)". *Geologica Acta*, 1: 201-229.

Serrat, D.; Bordonau, J.; Bru, J.; Furdada, G.; Gómez, A.; Martí, J.; Martí, M.; Salvador, F.; Ventura, J. y Vilaplana, J.M. (1994): "Síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental". En: Martí-Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.). El glaciarismo surpirenaico. Nuevas aportaciones. *Geoforma*, 142 p.

Sitter, L.U. de (1952): "Pliocene uplift of Tertiary mountain chains". *Am. J. Sci*., 250: 297-307.

Solé Sabarís, L. (1958): "Geografia de Catalunya". I. Geografia general. Barcelona, Ed. Aedos.

Solé Sabarís, L. y Llopis, N. (1944): "Estudios geológicos en el alto valle del Segre". Ilerda, II (2): 275-338.

Solé Sugrañes, L. (1970): *Estudio geológico del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 640 p.

– (1971): "Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat" (resumen). *Acta Geol. Hispánica*, 6 (1): 8-12.

– (1973a): "Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo oriental entre los ríos Segre y Llobregat". *Acta Geol. Hispánica*, 8 (3): 81-89.

– (1973b): "Nota sobre el límite inferior de derrubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. Llorenç de Morunys (Prepirineo oriental, prov. de Lérida)". *Acta Geol. Hispánica*, 8 (5): 167-173.

Solé Sugrañes, L. y Clavell, E. (1973): "Nota sobre la edad y posición tectónica de los conglomerados eocenos de Queralt (Prepirineo oriental, prov. de Barcelona). *Acta Geol. Hispánica*, 8 (1): 1-6.

Souquet, P. (1967): *Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Tesis doctoral, Universidad de Tolouse, 529 p.

Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990): "Geometry and kinematics of fault-propagation folding". *Eclogae Geol. Helv*., 83/3: 409-454.

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". *J. Struct. Geol*., 19 (96): 443-461. dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(96) 00103-4

Taberner, C.; Dinarès-Turell, J. y Giménez-Montsant, J. (1999): "Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin". *Geol. Soc. America Bull.*, 111 (8): 1155-1174.

Tallada, A.; Copons, R.; Casanovas, J. y Martínez, A. (2017): "Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000. Full de Berga, 293-1-1". ICGC.

Tosquella, J. (1995): *Els Nummulitinae del Paleocè-Eocè inferior de la conca subpirinenca*. Tesis doctoral, Universidad 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.

Tugend, J.; Manatschal, G.; Kusznir, N.J.; Masini, E.; Mohn, G. y Thinon, I. (2014): "Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the bay of Biscay-Pyrenees". *Tectonics*, 33. doi:10.1002/ 2014TC003529

Turu, V. (2011): "El glacialisme de les valls de la Valira del Nord. Evidències d'un englaçament continuat fins a l'Holocè". En: Turu, V. y Constante, A. (eds.). El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*: XXV-XXX.

Turu (2013): "La natura de l'Alt Urgell". *Melanterita*, 13, Butlletí de notícies de la Fundació Marcel Chevalier.

Turu, V.; Vidal-Romaní, J.R. y Fernández-Mosquera, D. (2011): "Dataciones con isótopos cosmogénicos: Parte I (^{10}Be): El "LGM" (Last Glacial Maximum) y "The Last Termination" en los

valles del Gran Valira y la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos orientales)". En: Turu, V. y Constante, A. (eds.). El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*: 19-23.

Tuset, J.; Vericat, D. y Batalla, R.J. (2014): "Patrones de histéresis de sedimentos en suspensión en una cuenca mediterranea de montaña". doi: 10.13140/2.1.1911.9367

Tuset, J.; Vericat, D. y Batalla, R. (2016): "Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment". *Sci. Total Environ*., 540: 114-132.

Ullastre, J. y Masriera, A. (1998): "Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del Paleoceno continental del Pirineo catalán (España)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 7: 95-128

– (2004): "Sobre la edad de los conglomerados basales de la transgresión del Senoniense en la parte más interna de la cuenca sudpirenaica catalana (NE de España)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 12: 175-185.

Valero, L.; Garcés, M.; Cabrera, L.; Costa, E. y Sáez, A. (2014): "20 Myr of eccentricity paced lacustrine cycles in the Cenozoic Ebro basin". *Earth and Planetary Science Letters*, 408: 183-193.

Verdú, J.M. (1998): *Dinámica erosiva i anàlisi d'aplicabilitat dels models EROSION2D i EUROSEM a la capçalera de la Ribera Salada (el Solsonés)*. Tesis doctoral, Universitat de Lleida.

Verdú, J.M.; Batalla, R.J.y Poch, R.M. (2000): "Dinámica erosiva y aplicabilidad de modelos físicos de erosión en una cuenca de montaña mediterránea (Ribera Salada, cuenca del Segre, Lleida, España). *Pirineos*, 155: 37-57.

Vericat, D.; Batalla, R.J. y Gibbins, C.N. (2008): "Inicio de movimiento de sedimento en parches de arena de un río de gravas. Medición y experimentación". *Rev. C. & G*., 22 (3-4): 51-62.

Vergés, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. *Col.lecció Monografies tècniques, 7*, Institut Cartogràfic de Catalunya, 1999, 194 p.

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,* 23 (2): 95-106.

Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): "Thrust sequences in the southern Pyrenees". *Bull. Soc. Géol. 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: McCLAY (ed.). Thrust tectonics. Chapman & Hall, London: 255-264.

Vergés, J.; Martínez, A.; Domingo, F.; Losantos, M.; Gisbert, J.; Fleta, J.; Pujadas, J.; Tosquella, J.; Samsó, J.M.; Sanz-López, J.; Barberá, M. y Berástegui, X. (1994): Mapa geológico de la Hoja nº

255 (La Pobla de Lillet). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

Vergés, J., Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J.A.; Marzo, M.; Cirés, J.; Den Bezemer, T.; Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995): "Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal scale cross-sections". En: Cloetingh, S.; Durand, y Puigdefàbregas, C. (eds.). *Marine and Petroleum Geology*, 12: 903-916.

Vergés, J.; Marzo, M.; Santaeulària, T.; Serra-Kiel, J.; Burbank, D.W.; Muñoz, J.A. y Giménez-Montsant, J. (1998): "Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin". En: Mascle, A.; Puigdefàbregas, C.; Luterbacher, H.P. y Fernàndez, M. (eds.). Cenozoic foreland basins of western Europe. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 134: 107-134.

Vergés, J.; Fernàndez, M. y Martínez, A. (2002): "The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution". En: Rosenbaum, J.G. y Lister, G.S. (eds.). Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen. *Journal of Virtual Explorer*, 8: 55-84.

Via, L. (1959): "Decápodos fósiles del Eoceno español". *Bol. IGME*, 70: 331-402.

Vicens, E. (1992): *Estudio de la fauna de rudistas (Hippuritidae y Radiolitidae) de los materiales cretácicos del Pirineo oriental: Implicaciones biostratigráficas*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 247 p.

Vila, B.; Riera, V.; Bravo, A.M.; Oms, O.; Vicens, E.; Estrada, R. y Galobart, A. (2011): "The chronology of dinosaur oospecies in south-western Europe: refinements from the Maastrichtian succession from the eastern Pyrenees". *Cretaceous Research*, 32: 378-386.

Vila, B.; Oms, O.; Fondevilla, V.; Gaete, R.; Galobart, À; Riera, V. y Canudo, I. (2013). "The latest succession of dinosaur tracksites in Europe. Hadrosaur ichnology, track production and palaeoenvironments". *PloS One*, 8 (9): e72579. Vilaplana, J.M. (coord.) (2008): Els riscos naturals a Catalunya. Informes del CADS, 6. Consell assessor per al desenvolupament sostenible. Generalitat de Catalunya.

Villalva-Breva, S. y Martín-Closas, C. (2013): "Upper Cretaceous paleogeography of the central southern Pyrenean basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy". *Facies*. dx.doi.org/10.1007/s10347-012-0317-1

Villalva-Breva, S.; Martín-Closas, C.; Marmi, J.; Gómez, B. y Fernández-Marrón, M.T. (2012): "Peat-forming plants in the Maastrichtian coals of the eastern Pyrenees". *Geologica Acta,* 10 (2): 189-207. doi: 101344/105000001711

Williams, G.D. y Fischer, M.W. (1984): "A balanced section across the Pyrenean orogenic belt". *Tectonics* 3 (7): 773-780.

Williams, E.A.; Ford, M.; Vergés, J. y Artoni, A. (1998); "Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees". *Geol. Soc. London, Spec. Publ*. 134: 69-106. doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.05