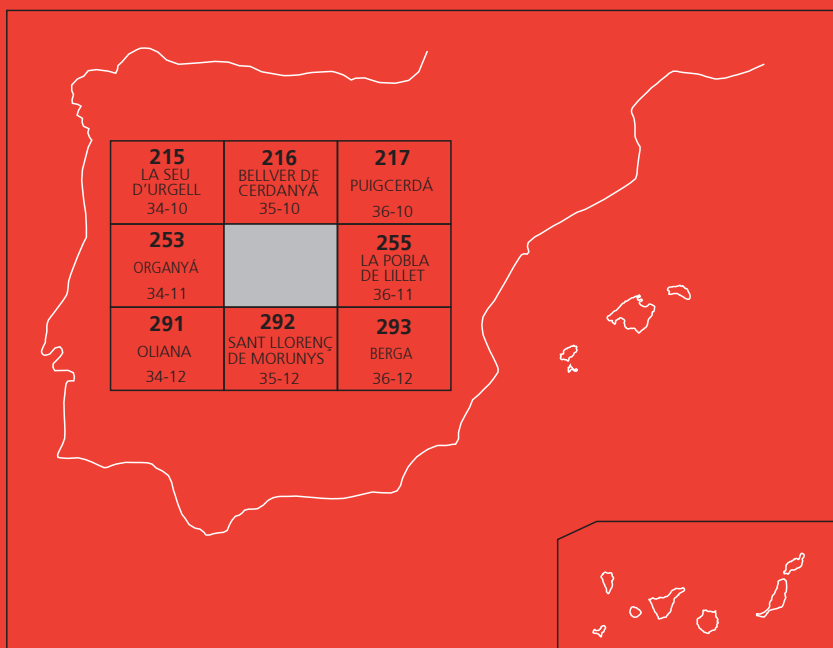




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



GÓSOL

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

GÓSOL

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: 978-84-9138-099-3
Depósito legal: M-25020-2020

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

Las presentes Hoja y Memoria (Gósol-254), 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:

- Albert Martínez Rius. Reconocimiento general y geología estructural
- Mariona Losantos Sistach. Coordinación
- Francesc Domingo Roura. Unidades devónicas y carboníferas
- Josep Maria Samsó Escolá. Garumniense y Eoceno marino
- Eloi Saula i Briansó. Conglomerados eocenos
- Carles Soriano Clemente. Rocas volcánicas del Estefaniense y Pérmico
- Elmar Schöllhorn. Jurásico y Cretácico Inferior
- Josep Gisbert Aguilar. Estefaniense y Pérmico
- Josep Maria Casas i Tuset. Ordovícico Superior

Memoria:

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

Cuaternario y geomorfología:

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

Paleontología:

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

Asesores puntuales:

- Jaume Vergés i Masip (GEO3BCN-CSIC). Tectónica
- Valentí Turu i Michels (Igeotest Andorra). Geomorfología
- Maria Victòria Colomer (ACA). Hidrogeología
- Miquel Vilà (ICGC). Cartografía geológica
- Jorge Fleta (ICGC). Cartografía geológica

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., Losantos, M., Martínez, A., Puig, C., Escuer, J. y Casanovas, J. (2020). Memoria de la Hoja nº 254 (Gósol). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME, 132 p.

Referencia Bibliográfica para citar el Mapa Geológico:

Martínez, A., Losantos, M., Domingo, F., Samsó, J. M^a., Saula, E., Soriano, C., Schöllhorn, E., Gisbert, J., Casas, J. M^a y Caus, E. (2020). Mapa geológico de la Hoja nº 254 (Gósol). 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 254 (Gósol). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	15
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	15
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	16
1.3. ANTECEDENTES	17
2. ESTRATIGRAFÍA	18
2.1. PALEOZOICO	18
2.1.1. Paleozoico pre-sárdico. Cámbrico-Ordovícico	19
2.1.1.1. Alternancia de areniscas y pizarras. Ritmitas (2). Fm Seu. Cámbrico-Ordovícico	19
2.1.2. Paleozoico pre-varisco. Ordovícico Superior-Carbonífero Inferior	20
2.1.2.1. Ordovícico Superior	20
2.1.2.1.1. Conglomerados (3). Fm Rabassa. Ordovícico Superior	20
2.1.2.1.2. Grauvacas (4). Fm Cava. Ordovícico Superior	20
2.1.2.1.3. Calizas con braquiópodos (5). Fm Estana. Ordovícico Superior	21
2.1.2.1.4. Pizarras grises azuladas (6). Fm Ansovell. Ordovícico Superior	21
2.1.2.1.5. Cuarcitas negras (7). Fm Bar. Ordovícico Superior	21
2.1.2.2. Silúrico, Devónico y Carbonífero Inferior calcáreo	22
2.1.2.2.1. Pizarras negras (8). Silúrico	22
2.1.2.2.2. Calizas y lutitas (9). Fms Rueda y Castanesa. Devónico Inferior	23
2.1.2.2.3. Lutitas, calcilutitas y calizas (10). Fm Víllec. Devónico Inferior	23
2.1.2.2.4. Calizas grises (11). Fm Comabella. Devónico Inferior-Medio	23

2.1.2.2.5. Calizas "griotte" (12). Fm La Mena. Devónico Superior..	24
2.1.2.2.6. Calizas grises (13). Fms Barousse y Aspe-Brousset. Devónico Superior-Carbonífero Inferior	24
2.1.2.3. Carbonífero en facies Culm	25
2.1.2.3.1. Areniscas y conglomerados (14). Facies Culm. Carbonífero Inferior	25
2.1.3. Paleozoico post-varisco. Estefaniense-Pérmico	26
2.1.3.1. Unidad Gris	26
2.1.3.1.1. Brechas (15). Estefaniense.....	26
2.1.3.1.2. Areniscas con niveles de carbón (16). Estefaniense C ..	27
2.1.3.1.3. Andesitas (17). Estefaniense C	27
2.1.3.2. Unidad de Tránsito	27
2.1.3.2.1. Ignimbritas (18). Estefaniense C	27
2.1.3.2.2. Dacitas (19). Estefaniense C-Pérmico.....	28
2.1.3.3. Unidad Roja Inferior	28
2.1.3.3.1. Riolitas (20). Pérmico Inferior	28
2.1.3.3.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (21). Pérmico Inferior	29
2.1.3.4. Unidad Roja Superior.....	29
2.1.3.4.1. Areniscas y lutitas rojas (22). Pérmico Medio- Triásico basal.....	29
2.2. MESOZOICO.....	29
2.2.1. Triásico	30
2.2.1.1. Conglomerados de cuarzo (23), areniscas y lutitas rojas (24). Facies Buntsandstein. Triásico Inferior-Medio	30
2.2.1.2. Dolomías tableadas y calizas (25). Facies Muschelkalk. Triásico Medio-Superior	31
2.2.1.3. Arcillas, margas, yesos y brechas dolomíticas (26), yesos (27). Fm Pont de Suert. Facies Keuper. Triásico Superior	31
2.2.1.4. Calizas (28). Fm Isábena. Triásico terminal.....	31
2.2.2. Jurásico	32
2.2.2.1. Calizas tableadas, dolomías (29). Lías. Jurásico Inferior	32
2.2.2.2. Margas y calizas bioclásticas (30). Lías. Jurásico Inferior	32
2.2.2.3. Brechas carbonatadas (31). Rhaetiense-Lías. Triásico terminal- Jurásico basal	32
2.2.2.4. Dolomías, calizas, margas, calizas bioclásticas (32). Rhaetiense, Lías y Dogger. Triásico terminal-Jurásico Medio	33

2.2.2.5. Dolomías (33). Dogger. Jurásico Medio	33
2.2.2.6. Calizas (34). Malm. Jurásico Superior.....	33
2.2.3. Cretácico Inferior.....	33
2.2.3.1. Brecha de carbonatos (35). Brecha límite. Neocomiense.....	34
2.2.3.2. Calizas (36). Fms Barranc de Fontanella, Hostal Nou y Prada. Neocomiense-Barremiense	34
2.2.3.3. Margas (37). Fm Cabó. Aptiense	34
2.2.3.4. Calizas y margas (38). Fm Senyús. Aptiense	35
2.2.3.5. Calizas (39). Fm Font Bordonera. Aptiense.....	35
2.2.3.6. Margas (40). Fm Lluçà. Aptiense-Albiense.....	35
2.2.4. Cretácico Superior	35
2.2.4.1. Calizas micríticas con prealveolinas (41). Fm Santa Fe. Cenomaniense	36
2.2.4.2. Calizas blancas con lacazinas (42). Coniaciense-Santoniense.....	36
2.2.4.3. Areniscas arcósicas (43). Santoniense.....	36
2.2.4.4. Calizas ocreas con orbitoides (44). Santoniense-Campaniense	37
2.2.4.5. Margas y margocalizas (45). Santoniense-Campaniense.....	37
2.2.4.6. Calizas ocreas con intercalaciones detríticas (46). Campaniense- Maastrichtiense	37
2.2.4.7. Margas y margocalizas (47). Fm Perles. Campaniense- Maastrichtiense	38
2.2.4.8. Brechas (48). Pedraforca Intermedio. Maastrichtiense	38
2.2.4.9. Conglomerados y areniscas arcósicas (49). Fm Adraén. Santoniense-Campaniense	38
2.3. Terciario	40
2.3.1. Paleoceno.....	42
2.3.1.1. Calizas lacustres (52). Calizas de Vallcebre y niveles superiores. Paleoceno	42
2.3.1.2. Arcillas, margas y niveles de calizas lacustres (53). Paleoceno	43
2.3.1.3. Conglomerados (54). Penya Roja y la Trapa. Paleoceno	43
2.3.1.4. Brechas (55). Fórns. Paleoceno.....	43
2.3.2. Eoceno	44
2.3.2.1. Ilerdiense (Thanetiense terminal-Ypresiense inferior)	44
2.3.2.1.1. Calizas con alveolinas y nummulites (56). Fm Cadí. Ypresiense inferior.....	44
2.3.2.1.2. Margas grises (57), margocalizas con nummulites (a). Fm Sagnari. Ypresiense inferior.....	45

2.3.2.1.3. Areniscas bioclásticas con alveolinas (58). Ypresiense inferior.....	45
2.3.2.2. Cuisiense (Ypresiense medio). Fm Corones.....	45
2.3.2.2.1. Calizas y areniscas (59). Fm Corones inferior. Ypresiense medio.....	46
2.3.2.2.2. Areniscas (60). Fm Corones media. Ypresiense medio....	46
2.3.2.2.3. Calizas (61). Fm Corones superior. Ypresiense superior ..	46
2.3.2.2.4. Areniscas (62). Fm Corones indiferenciada. Ypresiense superior.....	46
2.3.2.3. Ypresiense superior-Luteciense inferior. Fms La Peña y Armàncies	46
2.3.2.3.1. Calizas micríticas o con alveolinas. Fm La Peña- Terrades (63). Ypresiense superior.....	47
2.3.2.3.2. Calizas con nummulites. Fm La Peña (65). Luteciense inferior.....	47
2.3.2.3.3. Margas (64). Brechas y niveles de nummulites (66). Fm Armàncies. Ypresiense superior-Luteciense inferior	47
2.3.2.4. Luteciense inferior. Fms Campdevàdol y Vallfogona	48
2.3.2.4.1. Turbiditas. Fms Campdevàdol y Vallfogona (67). Luteciense inferior.....	48
2.3.2.4.2. Calizas micríticas y bioclásticas. Calizas de la Pedra (68). Luteciense inferior.....	48
2.3.2.4.3. Niveles de yeso (69). Luteciense inferior	48
2.3.2.5. Luteciense medio-superior. Fm Coubet y unidades suprayacentes	49
2.3.2.5.1. Areniscas bioclásticas, limolitas y margas grises. Fm Coubet (70). Luteciense medio-superior	49
2.3.2.5.2. Conglomerados y areniscas conglomeráticas rojas (71). Luteciense medio-superior	49
2.3.2.5.3. Lutitas marrones y areniscas conglomeráticas (72). Luteciense medio-superior	49
2.3.2.5.4. Calizas beige y margas grises (73). Luteciense superior ...	50
2.3.2.6. Bartoniense-Priaboniense	50
2.3.2.6.1. Conglomerados polimícticos (74). Bartoniense- Priaboniense	50
2.3.2.6.2. Lutitas, areniscas y conglomerados (75). Bartoniense-Priaboniense	51
2.3.2.6.3. Conglomerados monomícticos (76). Bartoniense- Priaboniense	51
2.3.3. Oligoceno.....	51
2.3.3.1. Conglomerados polimícticos cementados (77). Oligoceno	51

2.3.4. Neógeno	52
2.3.4.1. Conglomerados, limolitas ocre y areniscas con restos carbonosos (78). Neógeno.....	52
2.4. CUATERNARIO	52
2.4.1. Pleistoceno	52
2.4.1.1. Gravas subrodadas cementadas (79). Pleistoceno.....	52
2.4.1.2. Gravas angulosas carbonatadas, fuertemente cementadas (80). Pleistoceno.....	53
2.4.1.3. Limos y arcillas de descalcificación (81). "Terra rossa". Pleistoceno ...	53
2.4.1.4. Gravas rodadas con matriz arenosa. Terrazas altas (82). Pleistoceno ..	53
2.4.1.5. Gravas rodadas con matriz arenosa (83). Conos aluviales. Pleistoceno	53
2.4.1.6. Gravas, conglomerados, limos (84). Glacis. Pleistoceno	53
2.4.2. Pleistoceno-Holoceno	54
2.4.2.1. Gravas angulosas y brechas con matriz (85). Coluviones, derrubios. Pleistoceno-Holoceno.....	54
2.4.2.2. Masas desprendidas. Deslizamientos (86). Pleistoceno-Holoceno	54
2.4.2.3. Caos de bloques desprendidos (87). Pleistoceno-Holoceno	54
2.4.2.4. Gravas y bloques angulosos heterométricos (88). "Tills" glaciares. Pleistoceno-Holoceno	55
2.4.3. Holoceno.....	55
2.4.3.1. Limos lacustres (89). Holoceno.....	55
2.4.3.2. Bloques angulosos (90). Canchales. Holoceno	55
2.4.3.3. Gravas y arenas (91). Depósitos de fondo de valle, terrazas bajas y conos. Holoceno	55
2.4.3.4. Depósitos antrópicos (92). Holoceno	55
3. TECTÓNICA	56
3.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LOS PIRINEOS	56
3.2. LOS PIRINEOS ORIENTALES	57
3.3. UNIDADES ESTRUCTURALES DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL MANTO DEL CADÍ....	57
3.3.1. El basamento pirenaico y las unidades variscas.....	57
3.3.1.1. Manto del Orri (unidad de Ges-Estana)	60
3.3.1.2. Basamento varisco del manto del Cadí	61
3.3.2. Unidades alpinas	61
3.3.2.1. Manto del Cadí	62
3.3.2.2. Lámina del Port del Comte	62

3.3.2.3. Láminas de Queralt	63
3.3.2.4. Manto de la sierra del Verd	63
3.3.2.5. Manto superior del Pedraforca.....	65
3.3.2.5.1. Unidad Intermedia	66
3.4. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS	66
3.4.1. Cretácico Inferior	66
3.4.2. Cretácico Superior-Paleoceno.....	66
3.4.3. Eoceno inferior	67
3.4.4. Eoceno medio	67
3.4.5. Eoceno superior-Oligoceno	67
3.5. RESTITUCIÓN DE LAS UNIDADES ALPINAS	68
4. GEOMORFOLOGÍA.....	69
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	69
4.2. ANTECEDENTES	70
4.2.1. Génesis del relieve	70
4.2.2. Glaciarismo	70
4.2.3. Procesos gravitacionales.....	71
4.2.4. Dinámicas hidrológicas	71
4.2.5. Edafología	72
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	72
4.3.1. Estudio morfoestructural	72
4.3.1.1. Unidades morfoestructurales	72
4.3.1.2. Formas estructurales.....	75
4.3.2. Modelado y formaciones superficiales.....	75
4.3.2.1. Formas de ladera.....	76
4.3.2.2. Formas fluviales.....	76
4.3.2.3. Formas poligénicas	77
4.3.2.4. Formas glaciares	77
4.3.2.5. Formas kársticas	77
4.3.2.6. Formas antrópicas	78
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	78
4.4.1. Oligoceno-Plioceno.....	79
4.4.2. Pleistoceno	81
4.4.2.1. Glaciarismo antiguo (Pleistoceno medio).....	81

4.4.2.2. El último ciclo glacial (Pleistoceno superior).....	82
4.4.3. Holoceno.....	83
4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	84
4.5.1. Corrientes de derrubios y deslizamientos: Mapas de susceptibilidad.....	84
4.5.2. Erosión y transporte de sedimento: Dinámica hidrológica de una cuenca de montaña mediterránea	85
5. PETROLOGÍA.....	86
5.1. TRAQUIANDESITAS (1).....	86
6. HISTORIA GEOLÓGICA	86
6.1. EL CICLO VARISCO (~550-308 MA).....	86
6.1.1. Etapa de margen pasivo: Cámbrico-Ordovícico Inferior (~550-475 Ma)..	87
6.1.2. La fase Sárdica: Ordovícico Medio (~475-455 Ma)	87
6.1.3. Etapa de margen pasivo: Ordovícico Superior-Carbonífero Inferior (~455-328 Ma).....	87
6.1.4. La fase Varisca: Carbonífero medio (~328-308 Ma).....	87
6.2. EL CICLO ALPINO (~308-23 MA)	87
6.2.1. Primera etapa de "rifting": Carbonífero tardío-Triásico (~308-208 Ma)..	88
6.2.2. Etapa de margen pasivo: Triásico terminal-Jurásico Medio (~208-163 Ma)....	88
6.2.3. Segunda etapa de "rifting": Jurásico Superior-Cretácico Inferior (~163-97 Ma)	88
6.2.4. Etapa de margen pasivo: Cenomaniense-Santoniense inferior (~97-85 Ma)..	89
6.2.5. Etapa de cuencas de antepaís: Santoniense superior-Eoceno medio (~85-47 Ma).....	89
6.2.6. La fase Alpina: Eoceno superior-Oligoceno (~47-23 Ma)	89
6.3. LA DISTENSIÓN NEÓGENA Y LA FORMACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL (~23-0 MA) ...	90
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	90
7.1. MINERÍA.....	90
7.1.1. Minerales metálicos	90
7.1.1.1. Mineralizaciones de cobre (Cu)	90
7.1.1.2. Mineralizaciones de hierro (Fe)	90
7.1.1.3. Mineralizaciones de aluminio (Al)	92
7.1.1.4. Mineralizaciones de bario (Ba)	92
7.1.2. Minerales no metálicos	92
7.1.3. Minerales energéticos.....	92

7.2. CANTERAS	93
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	93
7.3.1. Área 1. Paleozoico varisco.....	94
7.3.1.1. Zona 1.1. Paleozoico terrígeno	94
7.3.1.2. Zona 1.2. Paleozoico carbonatado.....	94
7.3.2. Área 2. Sierra del Cadí.....	94
7.3.2.1. Zona 2.1. Estefano-Pérmico volcánico.....	94
7.3.2.2. Zona 2.2. Unidades terrígenas finas.....	95
7.3.2.3. Zona 2.3. Unidades calizas	95
7.3.2.4. Zona 2.4. Eoceno margocalcáreo.....	95
7.3.3. Área 3. Mesozoico del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd y láminas de Queralt.....	96
7.3.3.1. Zona 3.1. Lutitas y arcillas.....	96
7.3.3.2. Zona 3.2. Calizas y dolomías	96
7.3.3.3. Zona 3.3. Margas y margocalizas.....	96
7.3.4. Área 4. Terciario del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd, láminas de Queralt y sector sur del manto del Cadí-Port del Comte.....	96
7.3.4.1. Zona 4.1. Lutitas y margas.....	97
7.3.4.2. Zona 4.2. Calizas y dolomías	97
7.3.4.3. Zona 4.3. Margas de Campdevàrol	97
7.3.4.4. Zona 4.4. Conglomerados	97
7.3.5. Área 5. Formaciones superficiales	98
7.3.5.1. Zona 5.1. Formaciones cementadas.....	98
7.3.5.2. Zona 5.2. Formaciones sin cementar.....	98
7.3.5.3. Zona 5.3. Formaciones arcillosas.....	98
7.4. HIDROGEOLOGÍA	98
7.4.1. Climatología.....	98
7.4.2. Las aguas superficiales	98
7.4.3. Las aguas subterráneas.....	99
7.4.3.1. Unidades hidrogeológicas.....	99
7.4.3.1.1. Área cambro-ordovícica de Filià-Orri (Área 106).....	100
7.4.3.1.2. Área devónica del Moixeró-Serra Cavallera (Área 112)...	100
7.4.3.1.3. Área mesozoica y cenozoica del Cadí-Alta Garrotxa (Área 115)	100
7.4.3.1.4. Área mesozoica y cenozoica del Pedraforca (Área 116)..	100

7.4.3.2. Características hidrogeológicas y uso del agua	101
7.4.3.2.1. El acuífero del macizo del Port del Comte	102
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	102
8.1. ORDOVÍCICO SUPERIOR DE CAVA, ESTANA Y ANSOVELL	103
8.2. SERIE ESTRATIGRÁFICA PRAT D'AGUILÓ-COMABONA (SIERRA DEL CADÍ)	103
8.3. FALLAS DEL QUERFORADAT	104
8.4. DIQUE DEL SERRAT DELS ESQUERPS	104
8.5. PERMOTRIAS DE LA TRAVA	104
8.6. PANORÁMICA DEL MACIZO DEL PEDRAFORCA DESDE MAÇANERS	104
8.7. CABALGAMIENTO DEL COLL DEL VERDET	104
8.8. SERIE DE ADRAÉN	104
8.9. MINAS DE CARBÓN DE L'ESPÀ – SALDES (GEOZONA 146)	105
8.10. ICNITAS DE DINOSAURIO DEL COLL DE FUMANYA (GEOZONA 147).....	105
8.11. BRECHAS DE ROCA ROJA	105
8.12. "KLIPPE" DE L'ARP	105
8.13. DIAPIRO DE FÓRNOLS	105
8.14. COLADA FANGOSA DE LA COMA.....	106
8.15. PUENTE NATURAL DEL PONT CABRADÍS.....	106
9. BIBLIOGRAFÍA	107

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Gósol se sitúa en el sector occidental de los Pirineos orientales, que se extienden entre el río Segre y el mar Mediterráneo. Comprende parte de las comarcas de la Cerdanya, Berguedà, Solsonès y Alt Urgell, pertenecientes a las provincias de Girona, Barcelona y Lleida.

Al norte, la sierra del Cadí (2.648 m) constituye el elemento del paisaje más característico, cruzando la Hoja de este a oeste en el ámbito geográfico de los **Pirineos axiales orientales** (Figura 1). El resto de la Hoja forma parte de los Prepirineos, dentro de la subunidad de las **Sierras interiores orientales**, entre las que destaca el macizo del Pedraforca (2.497 m) que se identifica por la silueta de sus dos cimas que le dan nombre.

La Hoja se emplaza entre los cauces de dos grandes ríos que pertenecen a dos cuencas hidrográficas diferentes: el río Segre, al oeste y norte (**Cuenca del Ebro**), y el río Llobregat al este (**Cuencas internas catalanas**), si bien ninguno de los dos aparece en la Hoja. En el cuadrante suroccidental nace el río Cardener, afluente del río Llobregat.

El clima registra importantes variaciones muy contrastadas debido a las diferencias de altitud, de forma que en las cotas inferiores a 1.000 m predomina un clima húmedo templado, hasta los 1.500 m es esencialmente subcontinental, y las zonas más elevadas están sometidas a un régimen climático subalpino a alpino.

La escasa población permanente se concentra sobre todo a lo largo de los valles principales. Sorribes y Tuixén se encuentran en el valle del río de la Vansa, la Coma en el del río Cardener, Gósol y Bonner en el del río Aigua de Valls y Saldes en el del río de Saldes. Algunos pequeños núcleos de población, no obstante, se sitúan en montes y planicies elevadas, especialmente al norte, como Estana, el Querforadat, el Ges, Fòrnols y Gisclareny. Más de dos tercios de la superficie de la Hoja corresponden a suelo forestal y la actividad humana se reparte entre la agricultura y la ganadería, el sector de servicios, especialmente vinculado a la práctica de deportes de montaña, y la poca industria existente.

La red de comunicaciones se limita a las carreteras comarcales de alta montaña: C-462, de Solsona a la Seu d'Urgell, que cruza la Hoja por el extremo occidental; C-546/B-400, de Guardiola de Berguedà a Tuixén, que lo hace desde el este por el sector central; y a las carreteras locales a Fumanya, Sorribes, Gisclareny y a las estaciones invernales de Port del Comte y Tuixén-Lavansa.



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

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja de Gósol se sitúa en los **Pirineos orientales**, y se encuadra mayoritariamente en el manto del Cadí, unidad alóctona desplazada hacia el sur, que se estructura en un amplio sinclinal de orientación este-oeste (sinclinal de Ripoll), y que está constituida por una serie monoclinar mayoritariamente cenozoica que buza hacia el sur. La esquina noroccidental del mapa pertenece a la unidad del Orri del Paleozoico. Sobre la unidad del Cadí se encuentran apilados otros dos mantos de corrimiento que dan lugar a los relieves centro-meridionales de la Hoja: el manto de la sierra del Verd, que presenta una estructura sinclinal concordante con el sinclinal de Ripoll, y el manto superior del Pedraforca, formado por una serie mesozoica predominantemente monoclinar con buzamiento hacia el sur. En la esquina suroccidental de la Hoja se sitúan las láminas cabalgantes de Queralt y del Port del Comte.

Las sucesiones estratigráficas son muy variables en función de la unidad estructural. El manto del Cadí viene representado principalmente por el Cenozoico pero incluye un basamento paleozoico; el manto de la sierra del Verd está constituido por materiales del Cretácico Superior, que presenta numerosas lagunas estratigráficas y un espesor inferior al de las series equivalentes

de los Pirineos centrales, en el manto superior del Pedraforca predominan los depósitos del Jurásico y Cretácico Inferior, y en la lámina del Port del Comte las rocas cenozoicas.

1.3. ANTECEDENTES

La geología de la Hoja de Gósol es variada y complicada, no obstante, ha sido objeto de muchos estudios debido principalmente al interés estructural de sus afloramientos (por ejemplo la tectónica de cabalgamientos). 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: JACOB *et al.* (1927), DALLONI (1930), que presenta una cartografía a escala 1:400.000, ASHAUER (1934), que la realiza a 1:300.000, 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, de la escuela holandesa de L.U. de SITTE (por ejemplo, HARTEVELT, 1970) y de SOLÉ SUGRAÑES (1970).

A partir de los años 70, los estudios ya se focalizan en determinadas series o sistemas. En la estratigrafía y paleontología del Paleozoico varisco cabe destacar las investigaciones de J. SANZ-LÓPEZ y colaboradores, y desde el punto de vista estructural los trabajos de J.M. CASAS y colaboradores. El Paleozoico post-varisco y el Triásico Inferior son estudiados por VIRGILI (1963), GISBERT (1980), SPEKSNIJDER (1985), MARTÍ (1986) y, recientemente, por GRETTET *et al.* (2015) y E. MUJAL y colaboradores, que analizan la evolución ambiental y paleogeográfica. CALVET *et al.* (2004) trabajan en el Triásico Medio y Superior.

El Jurásico y el Cretácico Inferior reciben atención por parte de RAT (1966), PEYBERNÈS (1976, 1991), FAURÉ (1984) y GARCÍA-SENZ (2002). 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 puede citarse a MARTÍNEZ y VICENS (1987-88) y VICENS (1992), que estudian ammonites y rudistas, respectivamente, CAUS y GÓMEZ-GARRIDO (1989), que presentan un estudio micropaleontológico del macizo del Pedraforca, y PONS y CAUS (1996), que sintetizan el conocimiento paleontológico del Cretácico Superior pirenaico. Las numerosas referencias sobre dinosaurios y carófitas se citan en su epígrafe correspondiente.

El Paleógeno constituye el sistema que ha suscitado mayor interés, especialmente desde el punto de vista bio- y cronoestratigráfico. En este sentido caben destacar los trabajos de: ROSELL *et al.* (1973), LUTERBACHER *et al.* (1991), BURBANK *et al.* (1992), pioneros en la utilización de la magnetoestratigrafía, TOSQUELLA (1995), TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), TOSQUELLA *et al.* (1998), SERRA-KIEL *et al.* (1997, 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 puede citarse a 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 trabajan en las formaciones yesíferas.

En la investigación moderna sobre la tectónica alpina, el punto de partida se puede situar en los trabajos de SÉGURET (1972), que introduce el manto del Pedraforca, y MUÑOZ (1985) que define las relaciones entre las estructuras variscas y alpinas. En el ámbito concreto de la Hoja, destacan fundamentalmente los trabajos de A. MARTÍNEZ, J. VERGÉS y colaboradores (por ejemplo, VERGÉS, 1993), así como J. ULLASTRE y colaboradores, que hacen también aportaciones estratigráficas regionales. Una síntesis del estado actual sobre las interpretaciones de las unidades alóctonas, desde tres perspectivas diferentes, puede encontrarse en LAUMONIER (2015), que asimismo aporta un buen número de referencias. GROOL *et al.* (2018) y DÍAZ *et al.* (2018) actualizan la historia crustal 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).

Existen también algunas cartografías MAGNA de Hojas adyacentes, a escala 1:50.000: 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 algunas cartografías del *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* a escala 1:25.000: la Pobla de Lillet nº 255-1-2 (MARTÍNEZ *et al.*, 2013), Berga, nº 293-1-1 (TALLADA *et al.*, 2017), Gironella nº 293-1-2 (CASANOVAS *et al.*, 2019), Estana, nº 254-2-1 (MARTÍNEZ, inédito) y Gósol, nº 254-2-2 (MARTÍNEZ, inédito).

2. ESTRATIGRAFÍA

La Hoja de Gósol abarca un registro sedimentario muy completo desde el Paleozoico al Cuaternario, con un total de 92 unidades cartografiadas, si bien este registro es irregular y con lagunas importantes en función de la unidad estructural. A grandes rasgos, los intervalos cronoestratigráficos se reparten entre cuatro dominios:

- Paleozoico y Triásico: fragmento septentrional, al norte de la sierra del Cadí.
- Jurásico y Cretácico Inferior: macizo del Pedraforca y sierras adyacentes.
- Cretácico Superior: sierra del Verd y cuenca de Vallcebre.
- Terciario: sierra del Cadí y macizo del Port del Comte.

2.1. PALEOZOICO

Las series del Paleozoico pueden dividirse en tres grandes conjuntos estratigráficos, en función de su relación con las fases de deformación:

- Paleozoico pre-sárdico (unidad 2), constituido por una potente serie rítmica marina (Cambro-Ordovícico), que se dispone en el extremo noroccidental, sector de Ges.

- Paleozoico pre-varisco (unidades 3 a 14), formado por tres series diferenciadas:
 - o Ordovícico Superior (unidades 3 a 7), formado por una sucesión de unidades predominantemente terrígenas en facies marinas someras y de transición, que se distribuyen en el sector noroccidental, entre Ges y Estana.
 - o Silúrico-Devónico-Carbonífero Inferior (unidades 8 a 13), formado por unidades carbonatadas marinas que suceden a las pizarras negras silúricas, en el sector nororiental de la Hoja.
 - o Carbonífero Inferior (unidad 14) en facies turbidíticas (Culm), que están restringidas al extremo nororiental.
- Paleozoico post-varisco (unidades 15 a 22), representado por una sucesión vulcano-sedimentaria continental (Estefaniense-Pérmico), que se dispone a lo largo de una franja irregular en el sector septentrional de la Hoja.

Las sucesiones pirenaicas muestran una gran variación espacial en la distribución de las facies sedimentarias, particularmente durante el Devónico, con una gran riqueza paleontológica, donde se han diferenciado una plétora de unidades litoestratigráficas locales. Tras algunos trabajos pioneros como pueden ser FAURA i SANS (1913), DALLONI (1913, 1930), SCHMIDT (1931), SOLÉ SABARÍS y LLOPIS (1947) y CAVET (1957), la base litoestratigráfica fue establecida por la escuela holandesa: HARTEVELT (1970) y BOERSMA (1973).

Las series pre-sárdicas de los Pirineos orientales fueron estudiadas por LAUMONIER (1988), GÁMEZ *et al.* (2012) y PADEL (2016). Si añadimos el Ordovícico Superior cabe citar la síntesis de LAUMONIER *et al.* (1996) y una serie de trabajos sobre el Paleozoico inferior de Andorra, como GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.* (2011), MARGALEF (2015) y MARGALEF *et al.* (2017). ROQUÉ BERNAL *et al.* (2017) abordan el límite Ordovícico-Silúrico.

En las series del Silúrico-Devónico-Carbonífero Inferior, DÉGARDIN (1988) trabaja en el Silúrico, PERRET (1993) en el Carbonífero, y DÉGARDIN *et al.* (1996) y MAJESTÉ-MENJOULAS *et al.* (1996) presentan trabajos de síntesis. SANZ-LÓPEZ (1995) contribuye a actualizar la litoestratigrafía del Devónico, que se materializa en sucesivas publicaciones: SANZ-LÓPEZ (2002), SANZ-LÓPEZ y GIL-PEÑA (2002), SANZ-LÓPEZ (2004), SANZ-LÓPEZ *et al.* (2006, 2007), PADEL *et al.* (2018) y PUDDU *et al.* (2019).

2.1.1. Paleozoico pre-sárdico. Cámbrico-Ordovícico

2.1.1.1. Alternancia de areniscas y pizarras. Ritmitas (2). Fm Seu. Cámbrico-Ordovícico

La Fm Seu (HARTEVELT, 1970) se integra dentro del Grupo Jujols (CAVET, 1957; LAUMONIER, 1988) y se restringe al extremo noroeste de la Hoja. Está constituida por una alternancia rítmica de areniscas y lutitas. Las areniscas forman capas tabulares de espesor centi- a decimétrico, de grano fino y granoclasificación positiva, base neta, laminación paralela y “ripple”, configurando secuencias de Bouma. Las lutitas se disponen en intervalos centi- a decimétricos, aunque pueden formar niveles masivos de potencia métrica. Las facies descritas sugieren unas condiciones de depósito en un medio turbidítico. La fauna de acritarcos de la parte alta de la

sucesión, hallada en los sectores nororientales, indica una edad Furongiense-Ordovícico basal (CASAS y PALACIOS, 2012).

2.1.2. Paleozoico pre-varisco. Ordovícico Superior-Carbonífero Inferior

2.1.2.1. Ordovícico Superior

Las sucesiones del Ordovícico Superior se disponen en discordancia sobre el conjunto anterior, en el sector noroeste, tras una laguna estratigráfica que abarca parte del Ordovícico Medio. Esta discordancia ha sido ampliamente analizada en los Pirineos orientales desde las primeras referencias aportadas por SANTANACH (1972), MUÑOZ (1985) y MUÑOZ y CASAS (1996).

2.1.2.1.1. Conglomerados (3). Fm Rabassa. Ordovícico Superior

La Fm Rabassa (HARTEVELT, 1970) tiene pocos metros de espesor en los alrededores de Ges, unos 50 m en el barranco de la Bastida, en el límite oeste de la Hoja, y alcanza su máximo espesor, unos 120 m, en el río de Vilanova. La base de la formación es un contacto muy neto con la Fm Seu (2) que se considera discordante por criterios regionales.

Esta unidad está formada por conglomerados soportados por matriz, con cantos de cuarzo, pizarras y cuarcita, subangulosos a subredondeados, localmente angulosos, con un diámetro máximo de 20 cm, y la matriz es de color verdoso a púrpura, de tamaño lutita a arena gruesa. Las capas de conglomerados son subtabulares, de potencia métrica, con base erosiva, con frecuencia coronados por microglomerados y areniscas, en secuencias granodecrecientes. El medio sedimentario se interpreta como aluvial.

El contacto con la Fm Cava (4), a la que pasa hacia techo y lateralmente de forma transicional, viene determinado por la práctica desaparición de conglomerados, que se encuentran sustituidos por areniscas y microconglomerados. Esta relación lateral y su posición estratigráfica permiten fijar la edad de la Fm Rabassa en el Sandbiense?-Katiense (PUDDU *et al.*, 2019).

2.1.2.1.2. Grauvacas (4). Fm Cava. Ordovícico Superior

La Fm Cava (HARTEVELT, 1970) está constituida por areniscas feldespáticas y su espesor máximo se estima en unos 400 m en el río de Vilanova.

En la parte inferior de la unidad predominan las areniscas cuarzo-feldespáticas de tonos grises y gris-verdosos, con pequeños cristales de pirita, dispuestas en niveles subtabulares mal estratificados de potencia deci- y métrica, con bases de canal y laminación cruzada. Intercalan, en la parte basal, microconglomerados de cantos angulosos y subangulosos de cuarzo de 1,5 cm de diámetro máximo.

En la parte media, las areniscas son de grano fino, en alternancias de orden deci- y métrico con pizarras y limolitas, de tonalidades verdosas y violáceas configurando un manchado característico. La parte superior está compuesta por un primer tramo de capas tabulares de areniscas, de potencia deci- y métrica, bien estratificadas, con estructuras sedimentarias y lumaquelas de

braquiópodos y moluscos, y un tramo superior limolítico, más carbonatado hacia techo, con fauna marina abundante. El medio sedimentario se interpreta entre aluvial y deltaico.

La unidad muestra contactos transicionales a muro y a techo, respectivamente, con las Fms Rabassa (3) y Estana (5). En la Hoja septentrional de Bellver de Cerdanya (nº 216), SOLÉ SABARÍS y LLOPIS (1947) reconocen braquiópodos, briozoos, crinoideos, trilobites, ostrácodos, moluscos y corales, fauna que data el Katiense (HARTEVELT, 1970; GIL-PEÑA *et al.*, 2004; PUDDU y CASAS, 2011).

2.1.2.1.3. Calizas con braquiópodos (5). Fm Estana. Ordovícico Superior

La Fm Estana (HARTEVELT, 1970) se conoce informalmente como “Schistes troués” (CAVET, 1957) y “Caradoc limestone” por la escuela holandesa. Presenta escasas decenas de metros de espesor, y está formada por lutitas carbonatadas, calizas margosas y calizas nodulosas, de color marrón-ocre y gris-verdoso, gris-oscuro o granate en corte fresco. Los términos lutíticos y margocalcáreos predominan en la parte inferior y los calcáreos en la media y superior. Esta última contiene multitud de fósiles mili- y centimétricos de los que sólo se conserva el molde externo, confiriendo a la roca un aspecto oqueroso.

Las calizas son ricas en fauna: braquiópodos, principalmente del género *Orthis*, oscículos de crinoideos, corales, tentaculites, briozoos, gasterópodos, pelecípodos, conodontos y trilobites. La sedimentología y contenido faunístico permiten interpretar un ambiente de plataforma mixta a carbonática somera, y datarla en el Katiense superior (GIL-PEÑA *et al.*, 2004).

2.1.2.1.4. Pizarras grises azuladas (6). Fm Ansovell. Ordovícico Superior

La Fm Ansovell (HARTEVELT, 1970) está constituida por limolitas de color gris-oscuro a negro, bastante homogéneas y mal estratificadas, con mica blanca y localizados cristales de pirita. Pueden presentar un bandeado mili- a centimétrico de colores claros y oscuros, e intercalar niveles milimétricos de areniscas de grano fino con galerías de bioturbación. Su potencia es del orden de pocas decenas de metros, con un máximo de unos 50 m.

Estas limolitas oscuras pueden confundirse con las pizarras negras del Silúrico, de las que se distinguen por ser más compactas, de color negro menos intenso, no teñir al tacto ni presentar las típicas alteraciones grisáceas. La Fm Ansovell muestra contactos netos con las formaciones adyacentes a muro y techo, Fm Estana (5) y Fm Bar (7) respectivamente, y su edad es Hirnantiense (SANZ-LÓPEZ y SARMIENTO, 1995; SANZ-LÓPEZ *et al.*, 2002; ROQUÉ BERNAL *et al.*, 2017; ŠTORCH *et al.*, 2018).

2.1.2.1.5. Cuarcitas negras (7). Fm Bar. Ordovícico Superior

La Fm Bar (HARTEVELT, 1970), techo de la serie ordovícica de la Hoja, está formada por cuarcitas de grano fino a medio, de espesor centi- a decimétrico, que en superficie son de color gris-oscuro, marrón o negro, y gris, ocre o blanco en sección fresca, con laminación paralela, estratificación cruzada y “ripples”. La parte media de la unidad puede contener

conglomerados cuarcíticos de 10 a 30 cm de espesor. Al este de la Molina de Lletó, descansan sobre la unidad unos niveles de areniscas y limolitas rojas, compactas y con mica blanca, que se han cartografiado dentro de la unidad.

Esta unidad presenta un espesor entre 5 y 10 m, localmente 20 m, pero gran continuidad lateral y, como tal, es un buen nivel guía, situada en contacto neto entre las pizarras oscuras de la Fm Ansovell (6) y las del Silúrico (8), a base y techo respectivamente. Se interpreta depositada en un medio deltaico somero y, aunque en el ámbito de la Hoja no ha proporcionado fósiles, más al norte su contenido faunístico da una edad Hirnantense (SANZ-LÓPEZ y SARMIENTO, 1995; SANZ-LÓPEZ *et al.*, 2002; ROQUÉ BERNAL *et al.*, 2017; ŠTORCH *et al.*, 2018).

2.1.2.2. Silúrico, Devónico y Carbonífero Inferior calcáreo

En contraste con el Ordovícico y el Silúrico, el sistema Devónico presenta una gran variedad litológica a lo largo de toda la cadena pirenaica. MIROUSE (1966), MEY (1967, 1968), BOERSMA (1973) y ZWART (1979) propusieron para el Devónico de los Pirineos una clasificación en áreas con facies similares cuyos límites coinciden con estructuras tanto variscos como alpinas. Dentro de esta subdivisión, el Devónico de la Hoja se integra en el área de subfacies Compte del área de facies meridional, y está representado por una potente serie carbonatada.

SANZ-LÓPEZ (1995, 2002, 2019), en su análisis de la estratigrafía del Devónico, propone el uso de dominios sedimentarios y redefine las unidades litoestratigráficas, en función de su posición original según la restitución estructural de los cortes de DOMINGO *et al.* (1988) y CASAS *et al.* (1989). De esta forma, en la exposición que sigue a continuación, los tres miembros de la Fm Compte introducidos por BOERSMA (1973) se convierten en cuatro formaciones: Fm Comabella (Mb Compte A), Fm La Mena (Mb Compte B), Fm Barousse y Fm Aspe-Brousset (Mb Compte C). Las dataciones se precisan en base a zonaciones de conodontos. Estas series se disponen en el sector nororiental de la Hoja repartidas en distintas unidades estructurales, limitadas por cabalgamientos variscos y alpinos o cortadas por fallas normales relacionadas con el sistema extensional de la fosa neógena de la Cerdanya.

2.1.2.2.1. Pizarras negras (8). Silúrico

Se trata de una unidad de litología muy característica compuesta por pizarras negras ampelíticas con graptolites e intercalaciones centimétricas de calizas hacia techo, en muchos casos descalcificadas, que muestran fósiles limonitizados de ortocerátidos, bivalvos, braquiópodos y trilobites. La unidad tiene poca representación, limitándose a dos pequeñas áreas al suroeste de Estana, con un espesor del orden de pocas decenas de metros.

La base es un contacto neto con la Fm Bar (7) y hacia techo pasa de forma transicional a la Fm Rueda (9) mediante un aumento progresivo en calizas. Estas pizarras se interpretan como facies de fondos marinos euxínicos, y su edad se estima como Silúrico-Lochkoviense inferior (SANZ-LÓPEZ, 1995).

2.1.2.2.2. Calizas y lutitas (9). Fms Rueda y Castanesa. Devónico Inferior

Esta unidad está formada por unos 60 m de alternancias centimétricas de calizas y lutitas de colores ocres y grises, y puede dividirse en dos tramos:

- La parte inferior es más lutítica, presentando intercalaciones de lutitas negras y niveles de calizas de textura “wackestone” (Fm Rueda de MEY, 1967).
- La parte superior está compuesta por calizas de textura “wackestone a packstone” estratificadas en capas decimétricas, con intercalaciones de capas de calizas bioclásticas con crinoides, tentaculítidos, braquiópodos, restos de trilobites y corales, con coloraciones ocres y moradas (Fm Castanesa de MEY, 1967).

La unidad presenta contactos transicionales a muro y techo con las pizarras del Silúrico (8) y con la Fm Vilec (10), respectivamente. Se interpreta sedimentada en un ambiente de rampa homoclinal con aportes siliciclásticos distales, evolucionando a una rampa carbonática en su zona externa profunda, y se data en el Lochkoviense-Zlichoviense (SANZ-LÓPEZ, 2002).

2.1.2.2.3. Lutitas, calcilutitas y calizas (10). Fm Vilec. Devónico Inferior

Definida por HARTEVELT (1970), la Fm Vilec (antiguamente Villech) está formada por una alternancia centi- a decimétrica de calizas nodulares bioturbadas con margas y lutitas, de colores rojizos y verdosos, con una potencia entre 80 y 125 m. La foliación que a menudo afecta a esta unidad le confiere un aspecto noduloso. Las calizas presentan texturas “mudstone” y “wackestone” y contienen restos de dacroioconáridos, ostrácodos y cefalópodos.

La Fm Vilec es transicional a muro con la Fm Rueda (9) mientras que el techo viene definido por la aparición de las calizas grises de la Fm Comabella (11). Esta unidad se interpreta como marina profunda, de cuenca hemipelágica. El techo de la formación pertenece a la parte superior de la Zona *P. serotinus* o parte basal de la Zona *P. c. patulus*, datando el Emsiense superior (SANZ-LÓPEZ, 2002).

2.1.2.2.4. Calizas grises (11). Fm Comabella. Devónico Inferior-Medio

La Fm Comabella (SANZ-LÓPEZ, 1995) equivale aproximadamente al Mb A de la Fm Compte (BOERSMA, 1973). Está formada por calizas nodulares de color gris-claro, con texturas “wackestone-packstone”, que hacia la base (Zona *P. c. patulus*) progradan sobre la Fm Vilec (10). Contienen tentaculítidos, bivalvos, fragmentos de trilobites y goniatítidos, y en la parte alta se reconocen intercalaciones de calizas micríticas y bioclásticas con crinodeos y acumulaciones de corales y briozoos. La potencia, de difícil determinación por efecto de la tectónica, se estima en un máximo de unos 200 m. El contenido en fauna pelágica y la sedimentología sugieren un ambiente de rampa carbonática externa. La edad de la unidad se estima como Emsiense superior-Eifeliense y su techo y la base de la Fm La Mena (12) son asimismo diacrónicos.

2.1.2.2.5. Calizas “griotte” (12). Fm La Mena. Devónico Superior

La Fm La Mena (SANZ-LÓPEZ, 1995) equivale aproximadamente al Mb B de la Fm Compte (BOER-SMA, 1973), y se conoce informalmente como “Caliza griotte”, dada su semejanza de facies con la “Vrai griotte” de los autores franceses, y con la “Goniatiten-flaserkalk” de la escuela alemana.

Las calizas “griotte” son de color rojo vinoso, atributo por el que destacan en el paisaje como buen nivel guía y además proporcionan criterios de polaridad estratigráfica gracias a los rellenos geopetales de los restos fósiles. El tramo inferior está compuesto por calizas anaranjadas y rosadas, con niveles bioclásticos ricos en braquiópodos, horizontes ferruginosos (“hardgrounds”), e intraclastos que, tal como algunas conchas de cefalópodos y nódulos calcáreos, se encuentran envueltos por una película de óxidos de hierro y manganeso. El resto de la unidad está formada por calizas nodulosas, de color morado, con textura “wackestone” y cefalópodos. Hacia techo las calizas se vuelven más claras, con manchas blancas o rosadas y, en total, se calcula una potencia reducida comprendida entre 10 y 15 m.

SANZ-LÓPEZ (1995) interpreta las calizas “griotte” como un episodio de condensación sedimentaria en un dominio de rampa carbonática externa. En la base de la formación predominan los conodontos de la Zona *Pa. linguiformis* (Frasniense), mientras que el techo presenta fauna de la parte inferior de la Zona *P. marginifera* (Famenniense medio) y es gradacional con la Fm Barousse (13) suprayacente.

2.1.2.2.6. Calizas grises (13). Fms Barousse y Aspe-Brousset. Devónico Superior-Carbonífero Inferior

Las Fms Barousse y Aspe-Brousset (PERRET, 1993) equivalen al Mb C de la Fm Compte (BOER-SMA, 1973), y vienen representadas mayoritariamente por calizas nodulosas. Este tramo ha sido objeto de una extensa investigación paleontológica y bioestratigráfica, por su riqueza en cefalópodos y conodontos y por contener el límite Devónico-Carbonífero. Su extensión geográfica es además mayor que la de las unidades inferiores (11 y 12), aflorando en los Pirineos centrales y occidentales. Pueden destacarse varios trabajos como, por ejemplo, SCHMIDT (1931), ZIEGLER (1959), BOYER *et al.* (1974), BUCHROITHNER (1979) y PERRET (1985).

La potencia total de la unidad 13 no supera los 100 m. La Fm Barousse se puede considerar formada por tres tramos (SANZ-LÓPEZ, 1995, 2002):

- Un tramo inferior de calizas nodulosas de color gris-claro y rosado, bioturbadas, de textura “wackestone” que intercala, hacia techo, calizas tableadas bioclásticas con laminaciones. La base es gradacional con la Fm La Mena y su edad se puede considerar Famenniense superior.
- Un tramo fino de lutitas con liditas a techo del cual se sitúa, en la actualidad, el límite Devónico-Carbonífero.
- Un tramo de calizas nodulosas y tableadas en intervalos de potencia métrica-decamétrica, separados por intercalaciones, predominantes a techo, de lutitas grises y verdosas. Este tramo se sitúa en la parte superior de la Zona *S. sandbergi* (Tournaisiense, Carbonífero).

La Fm Aspe-Brousset suprayacente se deposita sobre una superficie erosiva y está formada por lutitas y calizas silíceas, niveles de "chert" con nódulos carbonáticos y fosfáticos, óxidos de manganeso y finas capas de cenizas volcánicas. Las capas basales contienen conodontos que se correlacionan con la Zona *S. anchoralis* (Tournaisiense superior). El techo de la formación ha proporcionado conodontos asignados a la Zona *L. nodosa* (Viseense superior-Serpukhoviense inferior).

La sucesión descrita puede encontrarse muy incompleta a causa de las laminaciones tectónicas de los niveles lutíticos, por efecto de discontinuidades internas y principalmente por erosión de la unidad suprayacente. Las calizas de la Fm Aspe-Brousset no afloran en todas las unidades tectónicas del manto del Cadí, por lo que se reconoce un hiato estratigráfico descrito en el flanco septentrional del sinclinorio de Talltendre-Bellver (Hoja de Bellver de Cerdanya, nº 216; SANZ-LÓPEZ, 1995). Las facies de estas formaciones se sitúan en un ambiente pelágico de rampa carbonatada profunda, sometida a una subsidencia lenta y homogénea. Los términos lutíticos de la parte superior, más desarrollados en sectores septentrionales, marcarían una profundización del medio precedente a la sedimentación de la facies Culm (SANZ-LÓPEZ, 1995).

2.1.2.3. Carbonífero en facies Culm

2.1.2.3.1. Areniscas y conglomerados (14). Facies Culm. Carbonífero Inferior

La facies Culm o Fm Bellver (HARTEVELT, 1970) está formada por una serie arenoso-conglomerática que se dispone en discordancia erosiva sobre distintas unidades devonianas. Este contacto puede ir acompañado de materiales de paleokarst en las calizas infrayacentes, no obstante, en sectores más orientales de la unidad del Cadí, las capas basales de la Fm Bellver son transicionales con las lutitas y calizas silíceas de la Fm Aspe-Brousset (13). La potencia total de la unidad es de varios centenares de metros aunque en la Hoja es de menos de 200 m, principalmente por erosión de las unidades suprayacentes estefano-pérmicas.

En el extremo oriental, al sur de Bor, predominan las alternancias rítmicas de lutitas grises y areniscas, mientras que más al oeste, al sur de Nas, son más abundantes los conglomerados. Los estratos de areniscas son de potencia centi- y decimétrica, de grano fino y medio, de color marrón, con granoclasificación positiva y secuencias de Bouma, e incluyen fragmentos vegetales limonitizados. Los niveles de conglomerados alcanzan espesores de varias decenas de metros, son de continuidad lateral variable, con cantos de cuarzo y en menor medida de liditas, rocas metamórficas, granitoides y calizas. Existen dos tipos de facies: conglomerados clasto-soportados y debritas fangosas ("debris flow"). En las facies de soporte clástico los cantos son redondeados y de 2 a 5 cm de diámetro. Las facies con soporte de matriz presentan cantos más heterométricos y suelen contener grandes bloques de calizas devónicas y carboníferas.

La Fm Bellver muestra diversidad de materiales a lo largo de la unidad del Cadí, desde facies de abanico submarino distal a medio, a facies de talud y delta. En los Pirineos orientales su edad se considera Serpukhoviense (parte inferior y media del Namuriense según la cronoestratigrafía continental), pero la unidad va progradando hacia el oeste de manera que llega hasta el Moscoviense en los Pirineos occidentales (SANZ-LÓPEZ, 1995).

2.1.3. Paleozoico post-varisco. Estefaniense-Pérmico

En los Pirineos orientales, el hiato de la discordancia varisca comprende los estadios marinos Bashkiriense y Moscoviense (parte superior del Namuriense y Westfaliense). Por encima de la discordancia, se dispone una sucesión que abarca básicamente desde el Gzheliense (Estefaniense C) al Pérmico, sucesión que en los Pirineos se conoce como Estefano-Pérmico. El Kasimoviense no estaría registrado (LAUMONIER *et al.*, 2014).

Entre los Pirineos centrales y orientales, MEY *et al.*, (1968) introducen la litoestratigrafía de este conjunto estratigráfico, NAGTEGAAL (1969) estudia la sedimentología y la diagénesis, y BESLY y COLLINSON (1991) publican una paleogeografía de las unidades estefanienses. En el contexto de las rocas volcánicas trabajan MORRE y THIÉBAUT (1964), MARTÍ (1986), MARTÍ y MITJAVILA (1988) y, recientemente, LAUMONIER *et al.* (2014), que precisan dataciones con análisis radiométricos y relacionan volcanismo y plutonismo. GISBERT (1981, 1983, 1984) estudia la sedimentología y la petrología, resultados que se enseñan en un congreso de Terciario (GISBERT *et al.*, 1985); SPEKSNIJDER (1985) interpreta las cuencas pérmicas como de “strike slip”, y ROBLES y LLOMPART (1987) analizan la paleogeografía y paleoicnología del Pérmico y Triásico Inferior. Recientemente, MUJAL (2017) y MUJAL *et al.* (2016a, b, 2017) reconstruyen los paleoambientes y las crisis de los ecosistemas desde el Carbonífero hasta el Triásico, proporcionando un registro geológico de referencia para Pangea ecuatorial.

GISBERT (1981) divide el conjunto estratigráfico, que forma los primeros relieves de la vertiente norte del Cadí, en cuatro unidades: unidad Gris, unidad de Tránsito, unidad Roja Inferior y unidad Roja Superior.

2.1.3.1. Unidad Gris

Esta unidad agrupa tres unidades cartográficas, que pueden descansar indistintamente en discordancia angular sobre el sustrato Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior. Aflora en la parte oeste del sector septentrional, y está representada mayoritariamente por andesitas (unidad 17). En la base se reconoce un tramo discontinuo de brechas basales (unidad 15), sobre el que localmente reposan materiales detríticos grises con carbón (unidad 16). Las dataciones más recientes, a partir de las asociaciones de plantas, precisan una edad Estefaniense C para la unidad Gris (MUJAL, 2017).

2.1.3.1.1. Brechas (15). Estefaniense

Esta unidad basal equivale a la Fm Aguiró definida en los Pirineos centrales (MEY *et al.*, 1968), y está formada por brechas discontinuas desorganizadas, de colores rojizos y violáceos. Los clastos son de areniscas y cuarcitas del Cambro-Ordovícico y Ordovícico Superior, subangulosos y heterométricos, de hasta 20 cm de diámetro, inmersos en una matriz arenosa desigualmente cementada por óxidos de hierro. A techo pueden presentar estratos arenosos y lutíticos con restos vegetales. Las brechas presentan una potencia máxima de 15 m y se interpretan como facies aluviales. LAUMONIER *et al.* (2014) las sitúan a techo del Moscoviense (límite Westfaliense-Estefaniense).

2.1.3.1.2. Areniscas con niveles de carbón (16). Estefaniense C

Esta unidad es equivalente a la Fm Malpàs (MEY *et al.*, 1968), y está formada por areniscas y lutitas con capas de carbón e intercalaciones de coladas andesíticas. Su representación se limita a los alrededores del barranco de la Penya, y aflora más extensamente en la Hoja occidental de Organyà (nº 253). Las areniscas son grises, de carácter tufítico, más acentuado hacia el techo, y se disponen en niveles subtabulares de potencia deci- y métrica, a veces con base de canal. Se disponen en concordancia con las brechas basales (15) y se interpretan como facies distales de abanicos aluviales en relación con ambientes lacustres-palustres, situados entre conos volcánicos (GISBERT, 1981).

2.1.3.1.3. Andesitas (17). Estefaniense C

Esta unidad, con una potencia que alcanza los 500 m, descansa sobre las brechas y las areniscas grises carbonosas (15 y 16) o directamente sobre el sustrato varisco.

Está formada por coladas andesíticas, de color verde oscuro y gris, con estratificación en lajas, laminación fluidal y disyunción columnar. Contienen facies de autobrechas bien desarrolladas con autoclastos de tamaño métrico, y se encuentran clastosoportadas o soportadas por matriz. Las lavas andesíticas presentan textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en una matriz microcristalina cloritizada y con desvitrificación granofírica y esferulítica. Los fenocristales están a menudo alterados a carbonatos y clorita, y en la matriz desvitrificada es común la presencia de cuarzo secundario. Los niveles inferiores contienen un intervalo ocre de rocas piroclásticas formado por la superposición de capas de ignimbritas de espesor métrico y aspecto masivo que presentan un alto contenido en fragmentos líticos.

Las lavas andesíticas se originan durante un vulcanismo de tipo efusivo mediante el sucesivo apilamiento de coladas o domos de lava, delimitados en algunos casos por horizontes de autobrechas. Las ignimbritas se forman por el colapso de columnas eruptivas.

2.1.3.2. Unidad de Tránsito

La unidad de Tránsito (GISBERT, 1981) agrupa dos unidades cartográficas de rocas volcánicas que se extienden por la parte central del sector septentrional, donde se disponen de forma concordante sobre las andesitas de la unidad Gris o de forma discordante sobre el Silúrico y el Devónico Inferior. Estas rocas volcánicas son dacitas (unidad 19) y localmente, ignimbritas (unidad 18). GISBERT (1981) y LAUMONIER *et al.* (2014) sitúan la unidad de Tránsito mayoritariamente en el Estefaniense C.

2.1.3.2.1. Ignimbritas (18). Estefaniense C

En la base y en el interior de las lavas dacíticas de la unidad 19 se encuentran dos niveles piroclásticos principales de composición dacítica. El nivel inferior es discontinuo con una potencia máxima de 30 m, y está formado por la alternancia de ignimbritas y depósitos de tipo “surge”. Las ignimbritas son de colores ocre, masivas, con bases planas y ligeramente

erosivas, su matriz es rica en cristales de feldespato, cuarzo y biotita, el contenido en líticos de composición andesítica es elevado, y el grado de soldadura es incipiente. Los depósitos de tipo “surge” son de colores morados o grises y exhiben bases erosivas y estratificación y laminación cruzada de bajo ángulo.

El nivel piroclástico superior, con una potencia de 20 m, está formado por ignimbritas de color verde, de aspecto masivo, organizadas en estratos métricos, con un contenido en cristales de hasta el 50% y con fragmentos líticos de pizarras negras. También se observa cierto nivel de soldadura originada por el aplastamiento de pumitas.

2.1.3.2.2. Dacitas (19). Estefaniense C-Pérmico

Esta unidad está compuesta por lavas dacíticas, con un grosor entre 300 y 500 m, de colores grises, verdes y violetas. Presentan laminación fluidal, disyunción columnar y facies de autobrechas de margen de colada o de domo. Muestran texturas porfídicas con un elevado contenido en fenocristales de plagioclasa de hábito prismático, biotita alterada a clorita y óxidos de hierro, y cuarzo con golfos de corrosión. La matriz se halla desvitrificada a microcristales de cuarzo y con plagioclasa alterada a clorita.

Estas lavas fueron originadas por un vulcanismo de tipo efusivo debido al apilamiento de coladas o domos de lava, que pueden estar delimitados por facies de autobrechas.

2.1.3.3. Unidad Roja Inferior

La unidad Roja Inferior tiene una extensa representación en la Hoja configurando una franja continua formada por riolitas (unidad 20) en su sector oriental, y por una potente serie detrítica aluvial (unidad 21) en el sector occidental. MUJAL (2017) precisa la edad de este conjunto como Artinskiense (parte media del Pérmico Inferior) a partir de información de icnofauna, que puede ser contrastada con dataciones absolutas de las ignimbritas adyacentes (LAUMONIER *et al.*, 2014).

2.1.3.3.1. Riolitas (20). Pérmico Inferior

Estas lavas riolíticas tienen un espesor entre 250 y 500 m y descansan de forma discordante sobre el zócalo varisco. Se trata de rocas de color verde, violeta y gris-blanco, con laminación fluidal de espesor milimétrico, pliegues de flujo y raramente facies de autobrechas. Muestran texturas porfídicas a afíricas, con fenocristales de cuarzo subhedral y golfos de corrosión, feldespatos de hábito prismático alterados a sericita, y biotita alterada a óxidos de hierro. La matriz presenta una desvitrificación granofírica a microcristales de cuarzo y feldespato, así como amígdalas rellenas de cuarzo secundario de tamaño milimétrico. Las lavas riolíticas se deben a un vulcanismo de tipo efusivo.

2.1.3.3.2. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (21). Pérmico Inferior

Esta unidad se dispone de forma discordante sobre las andesitas (17) en el sector oeste, sobre las dacitas (19) más al este, y sobre las riolitas pérmicas (20) en el extremo oriental. Está formada por alternancias de lutitas y areniscas, con eventuales intercalaciones de tobas ácidas. Su potencia máxima es de unos 700 m en la parte occidental, adelgazándose hasta desaparecer bajo la discordancia de la base del Triásico en el extremo oriental. Las areniscas se agrupan en estratos subtabulares de potencia métrica, a veces con base de canal, y pueden contener conglomerados y brechas, más frecuentes a muro de las capas. MUJAL *et al.* (2016a) interpretan las facies como depósitos de canales meandriformes y de llanura aluvial bajo un clima húmedo.

2.1.3.4. Unidad Roja Superior

Esta unidad consta de una única formación cartográfica (unidad 22) que aflora al oeste de la ermita de Sant Salvador y entre Prat d'Aguiló y el Coll de Josana. La base es una discordancia angular de 10° a 30° sobre la unidad 21, y el techo está definido por la discordancia de la base del Triásico. MUJAL *et al.* (2016a, b) describen en la unidad huesos de tetrápodos cerca del límite de la Hoja, en el Coll de la Trava (Hoja de Organyà, nº 253) y precisan que su edad abarca la mayor parte del Guadalupiense y el Lopingiense (Pérmico Medio y Superior), más la parte inferior del Induense (Triásico), punto de coincidencia con CALVET *et al.* (1993). MUJAL *et al.* (2017) apuntan hacia la existencia de un hiato sedimentario de unos 15-19 Ma entre el Pérmico y el Triásico en las secciones en que éste se inicia con los conglomerados basales del Buntsandstein.

2.1.3.4.1. Areniscas y lutitas rojas (22). Pérmico Medio-Triásico basal

Esta unidad culmina el conjunto estefano-pérmico, con una potencia máxima de 500 m. Está formada por conglomerados angulosos y areniscas, con cantos paleozoicos, que alternan en niveles de potencia métrica con lutitas de color rojo intenso. Son frecuentes los horizontes de costras carbonatadas verdosas. Las areniscas forman niveles subtabulares de gran continuidad lateral y petrográficamente son litoarenitas, con elementos vulcanoderivados, cuarzo, feldespato y fragmentos de roca y, en menor medida, arcosas.

2.2. MESOZOICO

En el ámbito de la Hoja el Mesozoico posee una representación completa, si bien el registro estratigráfico presenta importantes diferencias entre las distintas unidades estructurales, en parte condicionadas por la estructuración de las cuencas del Cretácico Inferior:

- Triásico (unidades 23 a 27), que se encuentra en facies germánicas en la vertiente norte de la unidad del Cadí.
- Jurásico (unidades 29 a 34), que se halla completo en el manto superior del Pedraforca, presenta Rhaetiense y Lías en el manto de la sierra del Verd, y Lías-Dogger bien desarrollados en el segmento occidental de las láminas de Queralt.

- Cretácico Inferior (unidades 35 a 40), que está restringido al manto superior del Pedraforca.
- Cretácico Superior (unidades 41 a 51), que se halla casi completo en el manto de la sierra del Verd, y muestra sus términos superiores poco potentes en la fosa de Querforadat, en la unidad del Cadí y en las láminas de Queralt. En la vertiente sur del manto superior del Pedraforca y en el anticlinal de Odèn (unidad del Port del Comte) sólo existen sus términos inferiores.

2.2.1. Triásico

El sistema Triásico se dispone en discordancia angular sobre el Pérmico a lo largo de una franja continua en la vertiente norte de la sierra del Cadí, reduciéndose su potencia hacia el este hasta desaparecer bajo el Cretácico Superior. Se encuentra constituido por los tres términos de la facies germánica: Buntsandstein (unidades 23 y 24), Muschelkalk (unidad 25), y Keuper (unidades 26 y 27). En los mantos superiores sólo aflora el Keuper, que se interpreta como nivel de despegue. Entre Adraén y la Vansa los materiales lutíticos (26) y evaporíticos (27) del Keuper y los carbonáticos del Rhaetiense (unidad 28), afloran a favor de la estructura diapírica de Fórnols.

Varios de los trabajos ya citados en el epígrafe del Pérmico abarcan también el Triásico Inferior: MEY *et al.* (1968), NAGTEGAAL (1969), ROBLES y LLOMPART (1987) y, especialmente, MUJAL *et al.* (2016a, 2017), que correlacionan yacimientos de icnitas y de huesos de tetrápodos, que indicarían una recuperación de los ecosistemas después de la extinción pérmica y probable crisis de invernadero. En el Triásico Medio y Superior y Rhaetiense, las referencias básicas son CALVET *et al.* (1992, 1993) y SALVANY y BASTIDA (2004).

2.2.1.1. Conglomerados de cuarzo (23), areniscas y lutitas rojas (24). Facies Buntsandstein. Triásico Inferior-Medio

Esta unidad se dispone en discordancia erosiva sobre el Pérmico (22), y está constituida por dos tramos:

- Un tramo basal conglomerático (23) de 10-15 m de potencia media, que se acuña al este de la Hoja, con cantos de cuarzo, redondeados y subangulosos, de diámetro centimétrico y de soporte clástico.
- Un tramo arenoso-lutítico (24) de unos 70 m de potencia máxima en el extremo occidental. Los estratos de arenisca se agrupan en conjuntos con geometrías canaliformes y estratificación cruzada planar y en surco, que alternan con lutitas de color rojo vinoso. Petrográficamente las areniscas son cuarzoarenitas micáceas. MUJAL *et al.* (2017) interpretan estas facies como canales meandriformes y de llanura de inundación bajo un clima húmedo, y datan la unidad como parte superior del Induense-Anisiense.

2.2.1.2. Dolomías tableadas y calizas (25). *Facies Muschelkalk. Triásico Medio-Superior*

Esta unidad, con una potencia de unos 50 m, se puede dividir en tres tramos:

- Un tramo basal de dolomías margosas, que localmente contienen estromatolitos y brechas.
- Un tramo intermedio formado por calizas grises, con texturas que varían de “mudstone” a “grainstone”, con nódulos de sílex en los niveles más altos.
- Un tramo superior de calizas y dolomías tableadas con laminación milimétrica, que a techo contienen brechas dolomíticas y pseudomorfos de evaporitas de transición al Keuper (26).

Estas facies se integran en una plataforma carbonatada restringida con influencia mareal, evolucionando a “sebkha” hacia la parte superior. El contenido palinológico permite determinar una edad Ladinense-Carniense (CALVET *et al.*, 1993).

2.2.1.3. Arcillas, margas, yesos y brechas dolomíticas (26), yesos (27). *Fm Pont de Suert. Facies Keuper. Triásico Superior*

En esta unidad (Fm Pont de Suert de MEY *et al.*, 1968) se distinguen, muy mezcladas, diversas litologías:

- Un conjunto de facies lutíticas: lutitas grises margosas, arcillas rojizas y lutitas yesíferas verdosas con carbonatos (26).
- Un conjunto yesífero (27).

La sucesión no está completa debido a estar tectonizada, no obstante, en la ladera norte del Cadí, menos deformada, el Keuper consta de argilitas rojizas con una base de lutitas verdosas con margodolomías y carniolas, pero falta gran parte de la serie. En el ámbito del diapiro de Fórnols, aparece el Keuper mezclado con calizas del Muschelkalk y se considera que ha extruido diapíricamente. CALVET *et al.* (1993) datan el Keuper como Noriense, si bien puede comprender parte del Carniense por la base y del Rhaetiense por el techo, y se interpreta como una “sebkha” costera hipersalina.

2.2.1.4. Calizas (28). *Fm Isábena. Triásico terminal*

Esta unidad, Fm Isábena de CALVET y ANGLADA (1987), también se conoce como Rhaetiense. Se localiza al sur de Fórnols, en el río de la Vansa, donde alcanza una potencia de unos 50 m y está constituida por calizas tableadas, calizas margosas oscuras de grano fino que pueden intercalar niveles de brechas y carniolas, y calizas laminadas en la parte superior. Esta unidad se interpreta como una plataforma carbonática muy somera, y contiene restos de polen (CALVET *et al.*, 1993) y foraminíferos (VACHARD *et al.*, 1990) que datan el Rhaetiense.

2.2.2. Jurásico

Las sucesiones jurásicas se hallan desigualmente distribuidas y están formadas por carbonatos. La serie más completa se preserva en el sector norte del manto de la sierra del Verd (Roca del Millet, al este de Josa), donde comprende el Lías (unidades 29 y 30), el Dogger (unidad 33) y términos del Malm (unidad 34). En el macizo del Pedraforca se reconoce Lías y Dogger. Al sur del diapiro de Fórnols, en el ámbito de las láminas de Queralt, se cartografían dos unidades compresivas distribuidas en distintas escamas: la unidad 31, brechoide, atribuida al Rhaetien-Lías, y la unidad 32, que incluye materiales indiferenciados del Rhaetiense, Lías y Dogger.

2.2.2.1. Calizas tableadas, dolomías (29). Lías. Jurásico Inferior

Esta unidad, con un espesor máximo que se estima en 125 m está formada por:

- Un tramo de calizas grises y dolomías cavernosas, localmente bituminosas, con brechas de intraclastos y moldes de anhidrita.
- Un tramo de calizas laminadas, con niveles oolíticos, que contienen fragmentos de conchas finas.
- Un tramo de calizas micríticas bien estratificadas, de color gris-oscuro, con interbancos margosos, que pueden estar dolomitizadas y contener laminaciones algales.

El contenido fósil se reduce a ostrácodos y el conjunto se interpreta como facies de plataforma carbonática somera. PEYBERNÉS (1976) sugiere para el tramo inferior una edad Hettangiense, mientras que atribuye el resto de la unidad al Pliensbachiense.

2.2.2.2. Margas y calizas bioclásticas (30). Lías. Jurásico Inferior

Esta unidad se dispone de forma concordante con la unidad 29 y engloba dos tramos:

- Un tramo inferior de 30 m de calizas bioclásticas alternando con margas y margocalizas ocreas, que se organizan en ciclos estrato- y granocrecientes de espesor deci- y métrico, con frecuencia delimitados a techo por superficies ferruginizadas, con fauna de amonites, belemnites, braquiópodos, crinoideos y pectínidos. La edad de este tramo se considera Pliensbachiense superior-Toarciense.
- Un tramo superior de unos 20 m de margas de color gris-oscuro, nodulosas, con amonites y ostreidos (*Gryphaea*), de edad Toarciense superior-Aalenense. El conjunto de facies de ambos tramos define una rampa carbonática abierta, progresivamente más pelágica hacia techo.

2.2.2.3. Brechas carbonatadas (31). Rhaetiense-Lías. Triásico terminal-Jurásico basal

Esta unidad está compuesta por brechas dolomíticas, de aspecto caótico y cavernoso, dispuestas en niveles de potencia métrica y decamétrica separadas por superficies irregulares y mal definidas. Afloran a lo largo de dos franjas, Josa-Tuixén y al sur de Padrinàs, donde están

recubiertas de forma discordante por los conglomerados de la Fm Adraén (49). Se consideran brechas de colapso por disolución de las sales de una serie cíclica de anhidritas, dolomías y margas, pero su distribución periférica respecto al diapiro de Fórnols sugiere una interpretación alternativa como brecha de “cap rock”. La edad se estima como Rhaetiense-Hettangiense.

2.2.2.4. *Dolomías, calizas, margas, calizas bioclásticas (32). Rhaetiense, Lías y Dogger. Triásico terminal-Jurásico Medio*

Esta unidad es compresiva del Rhaetiense, Lías y Dogger en los sectores donde, por efectos de la tectónica o por falta de afloramiento, no se diferencian las unidades 28, 29, 30 y 33. Alcanza una representación cartográfica relevante al sur y al este del diapiro de Fórnols.

2.2.2.5. *Dolomías (33). Dogger. Jurásico Medio*

Esta unidad está formada por dolomías sacaroideas oscuras o grises, masivas, y localmente brechificadas. En la parte inferior se encuentran margocalizas y margodolomías, localmente carniolares, y el techo puede estar ferruginizado. Esta unidad, con una potencia máxima de 100 m, aflora en el sector central, al sur de Josa y se reconoce de forma puntual en la sierra de la Tossa, al oeste del Pollegó superior (macizo del Pedraforca). Se considera depositada en una plataforma carbonatada muy somera, dolomitizada con posterioridad.

2.2.2.6. *Calizas (34). Malm. Jurásico Superior*

Esta unidad se dispone de forma concordante con las dolomías del Dogger (33) y su límite superior viene marcado por la discordancia basal del Cretácico. Está formada por cerca de 100 m de calizas de color gris-oscuro, generalmente micríticas, bien estratificadas, con eventuales intercalaciones finas de arcillas y margas. Texturalmente predominan los “mudstones” y es frecuente el desarrollo de laminaciones algales. Estas facies se interpretan como de plataforma carbonática restringida.

2.2.3. Cretácico Inferior

El Cretácico Inferior del manto superior del Pedraforca, entre el macizo y Fórnols, está formado por una potente y completa serie carbonatada, con analogías a la serie de la vecina cuenca de Organyà (Hoja nº 253), donde se han centrado la mayoría de trabajos, tanto desde el punto de vista micropaleontológico, por ejemplo, BERNAUS (1988, 2000), CAUS *et al.* (1990), como estratigráfico y de análisis de cuenca, por ejemplo, BERÁSTEGUI *et al.* (1990), BACHMANN (1994), GARCÍA-SENZ *et al.* (1995) y, especialmente, GARCÍA-SENZ (2002), que también abarca el macizo del Pedraforca, ámbito en el que cabe sumar a ULLASTRE *et al.* (1987), VERGÉS (1993) y ULLASTRE y MASRIERA (2004a).

2.2.3.1. Brecha de carbonatos (35). Brecha límite. Neocomiense

Esta unidad se equipara a la denominada “Brecha límite” (GARRIDO-MEGÍAS, 1973) por su posición en la base del Cretácico y por su litología, y sería equivalente a la Fm Pont de la Torre (GARCÍA-SENZ, 2002). Se dispone de forma discordante sobre las calizas del Malm (34) y aflora exclusivamente en el Coll de Josa. Está formada por brechas, de varias decenas de metros de potencia, soportadas por clastos angulosos y heterométricos de calizas y dolomías del Jurásico infrayacente, con cemento calcáreo. Presentan estratificación difusa e irregular y, localmente, bases de canal. Se interpretan como depósitos de “debris flow” asociados a un talud costero, y por su posición estratigráfica se atribuyen al Berriasiense, si bien podrían incluir parte del Titoniense.

2.2.3.2. Calizas (36). Fms Barranc de Fontanella, Hostal Nou y Prada. Neocomiense-Barremiense

Esta unidad comprende las secuencias de Hostal Nou y Prada de BERÁSTEGUI *et al.* (1990) y las formaciones Barranc de Fontanella, Hostal Nou y Prada de GARCÍA-SENZ (2002). A pesar de tener un espesor máximo de unos 650 m, y de su extensa representación en las sierras de Cloterons y Roca de Santaló, la unidad presenta muy malos afloramientos a causa de su tectonización y karstificación. Su edad se sitúa entre el Berriasiense y la base del Aptiense, y se puede dividir en tres tramos, coincidentes con las tres formaciones citadas:

- Un tramo inferior de calizas micríticas, con frecuencia disarmónicas, ricas en restos de organismos planctónicos, principalmente trocolínidos, y algunos bentónicos, con intercalaciones de capas oolíticas. Estas facies permiten interpretar un ambiente de plataforma carbonática externa que caracterizaría a la Fm Barranc de Fontanella.
- Un tramo medio formado por calizas bioclásticas y oolíticas arenosas, en alternancia con margas y margocalizas, análogas a las de la Fm Hostal Nou.
- Un tramo superior de calizas micríticas y margosas en las que alternan niveles ricos en carófitas y niveles con orbitolínidos, fragmentos de rudistas, calizas con gasterópodos y oncolitos. Estas facies permiten asociar el tramo a la Fm Prada e interpretarlas como de plataforma carbonatada interna.

2.2.3.3. Margas (37). Fm Cabó. Aptiense

La Fm Cabó (GARCÍA-SENZ, 2002) está formada esencialmente por margas grises azuladas y descansa en contacto concordante sobre el término superior de la unidad 36. Aflora en las proximidades de la ermita de Santa Margarita, al sureste del Coll de Josa, donde presenta un espesor de algunas decenas de metros. Las margas son masivas o alternan con calizas de textura “mudstone” y margocalizas nodulosas, con fauna de ammonioideos, equínidos, braquiópodos, espículas de esponjas, ostreidos y gasterópodos. Estas facies se interpretan como de rampa pelágica externa y la unidad se atribuye al Aptiense inferior.

2.2.3.4. Calizas y margas (38). Fm Senyús. Aptiense

Esta unidad aflora en la sierra de la Tossa, en el macizo del Pedraforca, y su afloramiento más representativo es el Pollegó superior. Alcanza unos 450 m de espesor y se puede correlacionar con el Mb Nargó de la Fm Senyús (GARCÍA-SENZ, 2002). Está constituida por calizas masivas de color gris-claro, con estratificación visible hacia techo y con interbankos margosos, de textura "wackestone" y "packstone", eventualmente "grainstone" y, a veces, con estratificación cruzada de gran escala. Estas calizas contienen rudistas, principalmente *Toucasia*, foraminíferos, corales, briozoos, ostreas, equínidos, algas e intercalan acumulaciones de orbitolínidos. Estas facies se interpretan como de margen de plataforma carbonática somera.

2.2.3.5. Calizas (39). Fm Font Bordonera. Aptiense

Esta unidad calcárea aflora en el Pollegó inferior con un espesor que puede superar los 200 m. Equivale al Mb Setcomelles (GARCÍA-SENZ, 2002) de la secuencia de Font Bordonera (BERÁS-TEGUI *et al.*, 1990) y está formada por calizas bioclásticas de color gris-claro, con estratificación métrica, que contienen biohermes y biostromas de corales, a veces silicificados, e intercalan calcarenitas que pueden mostrar bases de canal. En la parte basal, las calizas y calcarenitas alternan con margocalizas y margas ricas en orbitolinas y corales. Se reconocen también briozoos, serpulidos, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos bentónicos y planctónicos. Estas facies se interpretan como depósitos de plataforma y rampa somera que se atribuyen al Aptiense superior.

2.2.3.6. Margas (40). Fm Lluçà. Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora al sur del Pollegó inferior, donde reposa sobre las calizas del Mb Setcomelles (39) y se encuentra truncada por la discordancia de base del Cretácico Superior (unidad 41). La Fm Lluçà (MEY *et al.*, 1968, GARCÍA-SENZ, 2002) está constituida por varias decenas de metros de margas de color gris-oscuro, que pasan a tener coloraciones amarillentas cuando se alteran. Estas margas alternan rítmicamente con niveles de margocalizas nodulosas, bioturbadas, y calizas de color gris-claro, de textura "mudstone", "wackestone" y raramente "packstone". Localmente intercalan calizas bioclásticas y oolíticas y superficies de concentración de glauconita, acumulaciones de espículas de esponjas y de serpulidos, macrofauna fósil, equínidos irregulares, ammonoideos piritizados, braquiópodos, bivalvos y gasterópodos. Su medio de depósito se interpreta como una rampa pelágica externa datada entre el Aptiense superior y el Albiense inferior.

2.2.4. Cretácico Superior

El Cretácico Superior presenta en la Hoja diferencias marcadas en las series dependiendo de la unidad estructural en la que se encuentran y, dentro de cada una de éstas, de su posición paleogeográfica. Las sucesiones más completas y de mayor espesor se reconocen en el manto de la sierra del Verd, con presencia de todos los estadios a excepción del Turoniense. Se trata de series esencialmente marinas y carbonáticas que registran cambios notables de facies y de espesor, principalmente en dirección este-oeste y norte-sur. En el manto superior del Pedraforca,

el Cretácico Superior tiene una escasa representación, limitándose a su extremo sur, donde la sucesión se interrumpe por erosión en el Santoniense inferior. En la vertiente norte de la sierra del Cadí y en el entorno del diapiro de Fórnols, los materiales del Santoniense-Campaniense se superponen directamente al Lías, Triásico, e incluso al Pérmico. A techo se sitúa la facies continental Garumniense, de transición al Terciario. La nomenclatura litoestratigráfica se deriva de SOUQUET (1967) y MEY *et al.* (1968).

2.2.4.1. Calizas micríticas con prealveolinas (41). Fm Santa Fe. Cenomaniense

La Fm Santa Fe (MEY *et al.*, 1968) es la unidad basal del Cretácico Superior en gran parte de los Pirineos centrales y orientales, y se dispone en discordancia cartográfica regional (ROSELL, 1965). Aflora en el manto superior del Pedraforca, donde descansa sobre la Fm Lluçà (40), y a ambos flancos del anticlinal de Turbians, en el extremo oriental de la Hoja, dentro de la unidad de la sierra del Verd, donde lo hace sobre el Lías (29 y 30). El techo de esta unidad está definido por la discordancia de base de las calizas con lacazinas (42). Su espesor máximo es de unos 40 m.

Está formada por calizas micríticas blanquecinas, grises en corte fresco, bien estratificadas, nodulosas en la base, que contienen prealveolinas y miliólidos e intercalan horizontes bioclásticos con fragmentos de rudistas y corales. Estas facies denotan un medio de plataforma carbonatada interna somera. SOUQUET (1967) reconoce *Prealveolina simplex*, *P. cretacea* y *Cuneolina*, que datan el Cenomaniense superior.

2.2.4.2. Calizas blancas con lacazinas (42). Coniaciense-Santoniense

Esta unidad se dispone en contacto discordante sobre la Fm Santa Fe (41) en el manto superior del Pedraforca y en el flanco norte del manto de la sierra del Verd. En su flanco sur yace directamente sobre el Lías (29 y 30). Su potencia oscila entre algunas decenas y 200 m.

Está formada por una alternancia entre calizas margosas y calizas bioclásticas y margas, con eventuales intercalaciones de areniscas. Las calizas margosas se encuentran generalmente bioturbadas y los términos bioclásticos son de textura “packstone” y “wackestone” con fragmentos de rudistas, corales, gasterópodos, bivalvos y equínidos, además de lacazinas y miliólidos. El medio sedimentario es de plataforma carbonática somera y se atribuye al Coniaciense-Santoniense inferior.

2.2.4.3. Areniscas arcósicas (43). Santoniense

Esta unidad queda limitada al cuadrante suroriental, al sureste de la sierra del Verd, en la sierra de Ensija y, especialmente, a ambos flancos del anticlinal de Turbians. Presenta pocas decenas de metros de espesor, yace en contacto discordante sobre las calizas con lacazinas (42) y, hacia el oeste, desaparece por probable cambio lateral a distintas unidades de carbonatos del Santoniense superior-Campaniense (44 y 45).

Está constituida por areniscas arcóscicas y microconglomerados e intercala conglomerados, más comunes en la base, de cantos redondeados de cuarzo, de diámetro centimétrico y soportados por matriz. Las areniscas suelen presentar estratificación cruzada planar y sigmoidal, de escala variable, que reflejan un ambiente fluvio-deltaico. MEY *et al.* (1968) y MOERI (1977) la hacen equivalente a la Fm Adraén (49).

2.2.4.4. Calizas ocreas con orbitoides (44). Santoniense-Campaniense

Esta unidad se reconoce en el cuadrante suroriental aflorando al sur y norte del manto de la sierra del Verd. En el sector sur cubre una extensión importante de la sierra de Ensija y se dispone de forma concordante sobre las areniscas arcóscicas (43). En el sector norte configura un prisma que se acuña hacia el oeste por paso lateral a las margas y margocalizas de la unidad 45. Presenta una potencia estimada de más de 200 m.

Está formada por calizas de color ocre, grisáceas en corte fresco, nodulosas, con eventuales interbankos de margocalizas, nódulos dispersos de sílex y superficies ferruginosas. Las texturas son de tipo "packstone" y "wackestone", con intercalaciones de "grainstones" bioclásticos. Los orbitoides y siderolites constituyen la fauna característica y los niveles bioclásticos contienen fragmentos de rudistas, equínidos, gasterópodos y bivalvos. Estas asociaciones y las facies denotan un ambiente de plataforma carbonática somera.

2.2.4.5. Margas y margocalizas (45). Santoniense-Campaniense

Esta unidad aflora en el sector meridional ocupando gran extensión en la sierra del Verd, donde reposa de forma concordante sobre las areniscas arcóscicas (43) al este y sobre las calizas con orbitoides (44) al oeste. En el sector oriental configura una franja continua desde el extremo este hasta el Coll de Josa, y descansa sobre las unidades 43 al este y 42 al oeste. Su potencia es del orden de varios centenares de metros, y está formada por margas y margocalizas grises, nodulosas, con orbitoides y siderolites, que intercalan niveles bioclásticos con restos de rudistas, ammonioideos y gasterópodos. El medio sedimentario se interpreta como de rampa carbonática externa.

2.2.4.6. Calizas ocreas con intercalaciones detríticas (46). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad ocupa dos áreas extensas, en la sierra del Verd y en la vertiente suroriental de la sierra de Ensija. Descansa sobre las margas y margocalizas de la Fm Perles (47) y, localmente, sobre las calizas con orbitoides (44). En el sector nororiental del manto también se ha diferenciado bajo forma de intercalación lenticular en la Fm Perles.

Está integrada por varios centenares de metros de calizas de color ocre, con nódulos de sílex, que intercalan areniscas y calcarenitas bioclásticas de espesor decimétrico, ocasionalmente métrico, con estratificación cruzada. Los niveles bioclásticos contienen restos de bivalvos, gasterópodos, equínidos y ostreidos. Esta unidad se considera depositada en una plataforma carbonática y mixta, somera, y su edad se estima como Campaniense superior-Maastrichtiense.

2.2.4.7. *Margas y margocalizas (47). Fm Perles. Campaniense-Maastrichtiense*

Esta unidad es equivalente, al menos en parte, a la Fm Perles (SOLÉ SUGRAÑES, 1971). En la sierra del Verd se dispone sobre las margas y margocalizas del Santoniense (45), al noreste configura una franja de dirección este-oeste que se superpone a las calizas con orbitoides (44), y en el sector oriental de la sierra de Ensija se acuña hacia el sur. Con esta unidad (junto con las calizas de la unidad 46) culmina la sedimentación cretácica marina en la mitad oriental de la Hoja.

Está constituida por más de 200 m de margas y margocalizas grises, nodulosas, en alternancia deci- y métrica, que pueden intercalar calcarenitas y calizas bioclásticas de escaso espesor. Contienen espículas de esponjas, gasterópodos, equínidos, bivalvos, briozoos, braquiópodos y foraminíferos como siderolites y lepidorbitoides. Estas facies se interpretan como de plataforma carbonática externa a rampa pelágica.

2.2.4.8. *Brechas (48). Pedraforca Intermedio. Maastrichtiense*

Esta unidad se encuentra circunscrita a la "unidad Intermedia" del Pedraforca (MARTÍNEZ *et al.*, 2001) donde se dispone en contacto mecánico sobre distintos términos del Cretácico Superior del manto de la sierra del Verd y bajo materiales triásicos, jurásicos y cretácicos del manto superior del Pedraforca. Está formada por un máximo de 40 m de brechas muy calcificadas y recristalizadas, integradas por clastos heterométricos de calizas. La sucesión en vertical presenta cantos del Cenomaniense a Santoniense en la parte baja y del Cretácico Inferior en la parte alta (en secuencia de "montaña invertida"). Esta unidad se relaciona con el emplazamiento del manto superior del Pedraforca durante el Maastrichtiense, que se interpreta que queda fosilizado por conglomerados paleocenos (54).

2.2.4.9. *Conglomerados y areniscas arcósicas (49). Fm Adraén. Santoniense-Campaniense*

La Fm Adraén (MEY *et al.*, 1968) está formada por materiales siliciclásticos que afloran en el entorno del diapiro de Fórnols, en el sector occidental de la sierra del Cadí y en la fosa del Querforadat. Se dispone de forma discordante sobre el Lías y el Triásico, y se acuña hacia el este en la vertiente norte de la sierra del Cadí. La potencia máxima es superior a 100 m en Adraén.

Estos materiales son areniscas y conglomerados. Las areniscas son silíceas, blanquecinas, arcósicas, con cantos dispersos de cuarzo, y configuran niveles subtabulares de potencia deci- a métrica, con frecuentes bases canaliformes, estratificación cruzada y bioturbación a techo. Los conglomerados, más frecuentes en la parte inferior, tienen cantos de cuarzo redondeados, de diámetro centimétrico, con matriz cuarzoarenosa. En la parte alta de la unidad, las areniscas están separadas por lutitas de color gris-oscuro con restos vegetales y, localmente, capas de carbón. El techo de la unidad está cementado y carbonatado, indicando la transición a las calizas suprayacentes (50). Estos depósitos se interpretan como facies fluviales y de llanura deltaica superior, que evolucionan en el tiempo a marismas cenagosas.

ULLASTRE y MASRIERA (2004b) 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.

2.2.4.10. Calizas bioclásticas y arenosas rojas (50). Fm Bona. Santoniense-Maastrichtiense

Esta unidad es equivalente a la Fm Bona (MEY *et al.*, 1968) y descansa de forma concordante sobre la Fm Adraén (49) en el fragmento occidental de la sierra del Cadí y en la fosa del Querforadat. En aquellos puntos en los que ésta última unidad está ausente, la Fm Bona se encuentra discordante sobre el Lías, Triásico y Pérmico, sucesivamente de suroeste a noreste. Con esta unidad culmina la sedimentación cretácica marina en los sectores occidental y septentrional de la Hoja.

Está formada por unos 200 m de calizas bioclásticas, calcarenitas, calizas arenosas y calizas micríticas, de tono ocre-rosado. Predominan las calizas bioclásticas, esparíticas, con texturas "grainstone" y "packstone". Las calizas micríticas, menos abundantes, son "wackestones". La estratificación es masiva, con capas de potencia métrica, muy compactas y es frecuente la estratificación cruzada de mediana y gran escala. Los términos bioclásticos contienen restos de equínidos, briozoos, bivalvos, algas rodofíceas, milólidos, orbitoides y siderolites, mientras que las micritas incluyen miliólidos, orbitolinas y rotálidos. Estas facies se interpretan como de plataforma carbonática somera con desarrollo de sistemas de barras bioclásticas y zonas protegidas.

2.2.4.11. Arcillas, margas y niveles de calizas y de lignitos (51). Facies Garumniense. Maastrichtiense

La facies Garumniense está constituida por un conjunto de sedimentos continentales y de transición, con predominio de arcillas rojizas, pero que incluye también niveles de areniscas, conglomerados y calizas lacustres, que se encuentra comprendido entre las rocas carbonatadas marinas del Cretácico y del Terciario. Se corresponde con la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968), que ha sido sintetizada en los Pirineos por ROSELL *et al.* (2001). Dado que abarca el Cretácico terminal y el Paleoceno, la facies Garumniense contiene el límite K/Pg, lo que permite subdividirla en un tramo inferior de edad Maastrichtiense (unidad 51) y un tramo superior de edad paleocena (unidades 52 a 55). Aflora a lo largo de la vertiente norte de la sierra del Cadí y, especialmente, en el sinclinal de Vallcebre del manto de la sierra del Verd.

– Sinclinal de Vallcebre

En el sinclinal de Vallcebre, la unidad 51 se dispone de forma concordante sobre las calizas (46) y margocalizas (47) del Campaniense-Maastrichtiense. La sucesión está compuesta por argilitas de tonos grises y rojos, con una potencia máxima de 200 m, e intercala niveles métricos de margas, margocalizas, calizas micríticas y areniscas. Las capas de areniscas son de potencia deci- y métrica, subtabulares, con base erosiva, canalizada, y alternan con arcillitas rojas con paleosuelos calcimorfos, a modo de horizontes carbonatados nodulosos. Hacia techo la unidad alberga un cuerpo arenoso de 5 a 15 m de potencia, de cuarzolitoarenitas y, eventualmente, conglomerados ("Areniscas con reptiles" de MASRIERA y ULLASTRE, 1990).

La cuenca de Vallcebre ha sido objeto de numerosas publicaciones, como por ejemplo, VIDAL (1874), AEPLER (1967), ULLASTRE *et al.* (1990), ULLASTRE y MASRIERA (2004a), OMS *et al.* (2007, 2014, 2015), y GÓMEZ-GRAS *et al.* (2015). Hacia la base se diferencian calizas micríticas y margas grises con lignitos, explotados durante el siglo XX (ENADIMSA, 1981; IGME, 1983), y yacimientos de dinosaurio, como por ejemplo, LE LOEUFF y MARTÍNEZ (1997), BRAVO *et al.* (2005), VILA *et al.* (2011, 2013) y MARMI *et al.* (2014). La sucesión en general es también rica en carófitas, que permiten analizar paleoambientes y determinar edades, como por ejemplo, MÉDUS *et al.* (1988), MASRIERA y ULLASTRE (1990), VILLALVA-BREVA (2012), VILLALVA-BREVA *et al.* (2012), y VILLALVA-BREVA y MARTÍN-CLOSAS (2013).

El ambiente sedimentario corresponde a un frente aluvial distal que se indenta con sistemas lacustres (calizas y margas) y palustres (lignitos). Según GÓMEZ-GRAS *et al.* (2015) las areniscas provienen del Paleozoico del sur y sudeste (Montseny y macizo del Ebro), pero no de la zona Axial, mientras que los granos de carbonato provienen de la erosión del macizo del Pedraforca.

– **Manto del Cadí**

En la vertiente norte del manto del Cadí, la unidad 51 configura una estrecha franja continua de este a oeste y se dispone de forma concordante sobre las calizas de la Fm Bona (50). Mantiene una potencia máxima de unos 200 m, no contiene lignitos y está constituida por arcillitas rojas, localmente violáceas, con intercalaciones de areniscas, calizas micríticas y paleosuelos calcimorfos.

2.3. Terciario

La sucesión terciaria es básicamente paleógena y está constituida por las siguientes series:

- Paleoceno (unidades 52 a 55), formado por el tramo superior del Garumniense.
- Eoceno (unidades 56 a 76), formado por facies marinas carbonatadas que pasan a deltaicas hacia la parte superior (Ypresiense-Luteciense medio, 56 a 70) y aluviales (Luteciense medio-Priaboniense, 71 a 76).
- Oligoceno (unidad 77), formado por facies aluviales.
- Neógeno (unidad 78), formado por un sistema aluvial circunscrito al sector de Sorribes-Fórns.

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

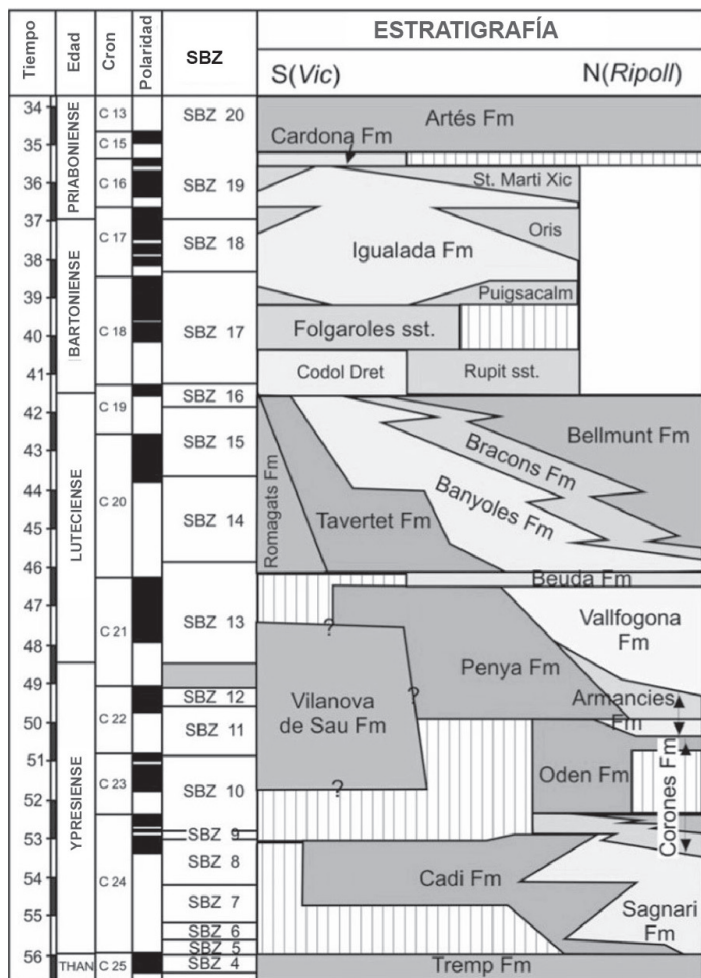


Figura 2. Panel estratigráfico de las formaciones paleógenas de la cuenca surpirenaica oriental. De BARNOLAS et al. (2019). Las edades se establecen a partir de datos de TOSQUELLA y SAMSÓ (1998), BETZLER (1989a, b), LUTERBACHER et al. (1991), BURBANK et al. (1992), TABERNER et al. (1999), SERRA-KIEL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

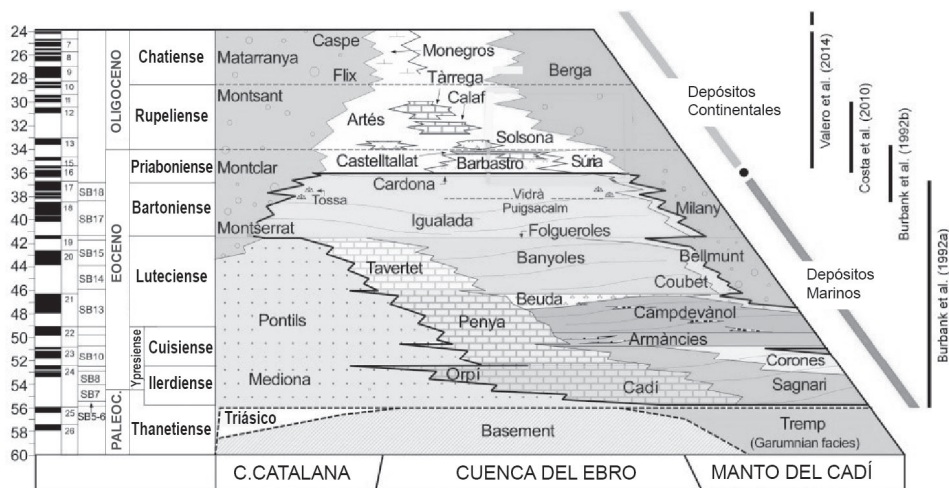


Figura 3. Panel estratigráfico de las formaciones paleógenas de los Pirineos orientales y su equivalencia con las de la cuenca de antepaís del Ebro. De CRUSET et al. (2016), modificado de VERGÉS et al. (1998). Las edades de las formaciones se establecen a partir de datos de BURBANK et al. (1992), COSTA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

2.3.1. Paleoceno

Los materiales paleocenos, que están representados por el tramo superior de la facies Garumnianense, afloran en la vertiente norte de la sierra del Cadí, en el sinclinal de Vallcebre, en Penya Roja, en el Coll de la Trapa y en Fórnols.

2.3.1.1. Calizas lacustres (52). Calizas de Vallcebre y niveles superiores. Paleoceno

Esta unidad agrupa tres niveles de calizas micríticas que se diferencian en el sinclinal de Vallcebre y, localmente, al sur de Sorribes, por encima de la unidad 51.

El nivel basal es el más importante ("Caliza de Vallcebre" de MASRIERA y ULLASTRE, 1990). Alcanza una potencia de 100 m, está formado por calizas masivas, estratificadas y brechoides, en tramos métricos a decamétricos, y presenta carófitas que permiten su atribución al Daniense (ULLASTRE y MASRIERA, 1998). Por encima se cartografían otros dos niveles de calizas micríticas de decenas de metros de espesor, intercalados en la serie lutítica (53), con *Microcodium* y estromatolitos. Las calizas micríticas se interpretan como facies lacustres y palustres con desarrollos edáficos.

2.3.1.2. Arcillas, margas y niveles de calizas lacustres (53). Paleoceno

En el sinclinal de Vallcebre, esta unidad está formada por lutitas rojas que se disponen por encima de las calizas de Vallcebre (52), y puede superar los 500 m de espesor. En la sierra del Cadí la unidad alcanza un espesor máximo de 300 m y se apoya directamente sobre la unidad 51 (tramo inferior del Garumniense). Su base está representada por un nivel continuo de calizas micríticas de menos de 10 m de potencia, que puede corresponder a las calizas de Vallcebre pero que no resulta cartografiable por su escaso espesor.

Las lutitas rojas incluyen calizas micríticas, areniscas, horizontes de nódulos calcáreos, con marcas de raíces y decoloraciones, y trazas, nódulos y lentejones de yesos. Las calizas consti-tuyen intercalaciones de orden métrico con *Microcodium*. Las areniscas se disponen en niveles subtabulares con bases de canal y estratificación cruzada planar y en surco.

La parte alta de la serie intercala margocalizas con carófitas atribuibles al Thanetiense y también se constata *Vidaliella gerundensis*. Estas facies se sitúan en un contexto de frente aluvial distal con episodios lacustres, palustres y edáficos.

2.3.1.3. Conglomerados (54). Penya Roja y la Trapa. Paleoceno

Esta unidad está formada por conglomerados de varias decenas de metros de espesor, sin que aflore su techo, y está presente en dos afloramientos:

- Al sur del Pollegó inferior del macizo del Pedraforca, donde se disponen de forma discordante sobre las calizas con lacazinas (42). Se denominan “Brechas de Roca Roja” (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988) y están formadas por clastos heterométricos de calizas cretácicas y jurásicas con matriz arcillosa roja.
- En el sinclinal de Vallcebre, donde yacen sobre el tramo inferior del Garumniense (51). Se conocen como “Conglomerados del Coll de la Trapa” (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988), y están constituidos por cantos calizos mesozoicos desigualmente rodados, inmersos en una matriz arcillosa-arenosa.

VERGÉS y MARTÍNEZ (1988) interpretan que estos conglomerados fosilizan el manto superior del Pedraforca, quedando su edad comprendida entre el Maastrichtiense terminal y el Paleoceno. Se interpretan como facies aluviales proximales.

2.3.1.4. Brechas (55). Fórnols. Paleoceno

Esta unidad se describe como “Brechas de Fórnols” por MASRIERA y ULLASTRE (1990) y su distribución se restringe a los bordes del diapiro de Fórnols. Se dispone de forma discordante sobre diferentes unidades: Keuper (26), Cretácico Superior marino (50), y tramos inferior (51) y superior (53) del Garumniense; y está constituida por unos 30 m de brechas masivas o en capas métricas de cantos heterométricos subangulosos de calizas garumnienses y, en menor medida, de calizas cretácicas marinas, con una proporción variable de matriz arcillosa roja.

Dado que el límite superior de la unidad corresponde al contacto discordante de base de las calizas del Ilerdiense (56), su edad se atribuye al Paleoceno.

2.3.2. Eoceno

Las unidades del Eoceno pueden agruparse en seis conjuntos estratigráficos, que pueden ser discordantes entre sí, depositados en diferentes dominios estructurales:

- Ilerdiense (unidades 56 a 58), conjunto principalmente constituido por las Fms Cadí y Sagnari.
- Cuisiense (unidades 59 a 62), formado por la Fm Coronas.
- Ypresiense superior-Luteciense inferior (unidades 63 a 66), constituido por las Fms La Peña y Armàncies.

Estos tres conjuntos, que contienen materiales carbonatados y detríticos, constituyen el amazón de la sierra del Cadí y del macizo del Port del Comte.

- Luteciense inferior (unidades 67 a 69), conjunto esencialmente turbidítico (formaciones Campdevàrol y Vallfogona), situado en el flanco sur del manto del Cadí (sector de la Coma).
- Luteciense medio-superior (unidades 70 a 73), conjunto de facies deltaicas y aluviales (Fm Coubet y unidades suprayacentes), depositadas en el flanco sur del manto del Cadí, discordantes sobre Cretácico marino, Garumniense, e Ilerdiense.
- Bartonense-Priabonense (unidades 74 a 76), conjunto de facies aluviales situadas en las láminas de Queralt (sierra de Pratforniu) y en el manto de la sierra del Verd (sierra de Ensija).

La nomenclatura estratigráfica se adapta, con excepción de las Fms Cadí y Coubet, a las unidades informales de SOLÉ SABARÍS (1958), definidas como miembros por GICH (1969) y como formaciones por ESTÉVEZ (1970).

2.3.2.1. Ilerdiense (*Thanetiense terminal*-*Ypresiense inferior*)

El intervalo cronoestratigráfico Ilerdiense se define en el ámbito pirenaico por HOTTINGER y SCHAUB (1960) en base a las faunas de macroforaminíferos bentónicos. Su base representa un intervalo 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 de los Pirineos centrales (LUTERBACHER, 1969). El Ilerdiense está representado por calizas con alveolínidos (unidad 56), en cambio lateral de facies hacia el noreste a margas y margocalizas (unidad 57).

2.3.2.1.1. Calizas con alveolinas y nummulites (56). Fm Cadí. Ypresiense inferior

Esta unidad forma el principal resalte morfológico del frente norte de la sierra del Cadí, y se extiende a lo largo de los anticlinales del macizo del Port del Comte. Descansa de forma

concordante sobre el Garumniense (53) en el sector occidental del Cadí y en el Port del Comte, y sobre las margas de la Fm Sagnari (57) en la mitad oriental del Cadí. Su espesor máximo de 650 m y está formada por tres tramos:

- Un tramo inferior de calizas con alveolinas, calizas pararecificales y margocalizas con nummulites.
- Un tramo intermedio de calizas y margocalizas con nummulites, bivalvos y restos de equinodermos.
- Un tramo superior de bancos de textura “grainstone” de alveolinas, miliólidos, orbitolites, con estratificación cruzada y, localmente, nummulites, moluscos, equinodermos y briozoos.

Los tramos inferior y superior pasan lateralmente hacia el este y norte a la Fm Sagnari (57). En el diapiro de Fórnols la serie no sobrepasa los 100 m, contiene facies brechoides y puede encontrarse directamente sobre el Keuper (26). La Fm Cadí se interpreta como una plataforma carbonática somera a media que profundiza hacia el norte y este. Las formaciones Cadí y Sagnari se sitúan entre las biozonas SBZ5 y SBZ9 (Figuras 2 y 3).

2.3.2.1.2. Margas grises (57), margocalizas con nummulites (a). Fm Sagnari. Ypresiense inferior

La Fm Sagnari es asimismo continua a lo largo del frente norte de la sierra del Cadí, concordante sobre la Fm Cadí (56). Está constituida por margas grises masivas que alternan con niveles deci- y métricos de margocalizas con nummulites y bivalvos dispersos.

En extremo oriental, el tramo inferior de la Fm Sagnari alcanza una potencia máxima de unos 350 m e incluye un nivel de margocalizas con nummulites (a) que se ha distinguido en la cartografía, mientras que el tramo superior muestra de oeste a este un espesor variable entre 80 y 300 m. Las margas de la Fm Sagnari se interpretan como de rampa pelágica.

2.3.2.1.3. Areniscas bioclásticas con alveolinas (58). Ypresiense inferior

Esta unidad se sitúa al sur de la sierra de Ensija, en el bloque superior del cabalgamiento del Coll de Ferrús, donde aparece sobre el Garumniense (53) con una potencia de varias decenas de metros sin que se alcance el techo. Está formada por areniscas bioclásticas grises en capas masivas que pueden presentar estratificación cruzada, con alveolinas, foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos. Se trata de facies marinas someras.

2.3.2.2. Cuisiense (Ypresiense medio). Fm Coronas

La parte inferior del Cuisiense está representada, en buena parte de los Pirineos orientales, por facies deltaicas someras que evolucionan a calizas con miliólidos en la parte superior. Se trata de la Fm Coronas (ESTÉVEZ, 1970; ROSELL *et al.*, 1973; GIMÉNEZ-MONTSANT, 1989, 1993), que se dispone a lo largo de la vertiente norte del Cadí, donde reposa sobre la Fm Sagnari

(unidad 57) y se divide en tres unidades (59 a 61). Se encuentra también en el macizo del Port del Comte integrada en una sola unidad compresiva (62). La Fm Coronas abarca desde la parte alta de la biozona SBZ8 a la parte baja de la SBZ11 (Figuras 2 y 3).

2.3.2.2.1. Calizas y areniscas (59). Fm Coronas inferior. Ypresiense medio

La unidad que corresponde a la parte inferior de la Fm Coronas está formada por una sucesión que oscila entre 50 y 200 m de potencia, de lutitas y limolitas margosas grises, con esporádicas intercalaciones de areniscas en capas subtabulares de potencia decimétrica, y calizas micríticas que forman un nivel de gran continuidad. Estas facies se interpretan como de frente deltaico distal.

2.3.2.2.2. Areniscas (60). Fm Coronas media. Ypresiense medio

Esta unidad es concordante sobre el término inferior de la formación (59) y registra una notable continuidad sobrepasando los límites de la Hoja, especialmente hacia el este. Presenta una potencia entre 70 y 150 m y está formada por areniscas de colores grises y rojos que conforman capas tabulares de potencia deci- y métrica, separadas por lutitas. Las areniscas suelen mostrar bases de canal, laminaciones cruzadas y bioturbación. Estas facies se interpretan como de frente deltaico.

2.3.2.2.3. Calizas (61). Fm Coronas superior. Ypresiense superior

La unidad superior de la Fm Coronas tiene una potencia que oscila entre 20 y 50 m, y está formada por calizas micríticas en capas de varios metros de espesor separadas por lutitas y margas grises. Predominan las texturas "wackestone" y "packstone" con miliólidos y son frecuentes los nódulos negros de sílex. En la base del banco superior de calizas existe un nivel de calizas laminadas y tableadas, muy plegado, formado por "grainstones" de ostrácodos. Estas facies se interpretan como de plataforma carbonática interna, muy somera.

2.3.2.2.4. Areniscas (62). Fm Coronas indiferenciada. Ypresiense superior

En la lámina del Port del Comte se ha cartografiado una serie compresiva de la Fm Coronas, de entre 20 y 120 m de espesor, formada por areniscas grises, localmente rojas, que contienen calizas micríticas a techo y que se dispone sobre las calizas con alveolinas (56) (BETZLER, 1989a). Localmente se distingue un tramo basal margoso análogo a las margas de la Fm Sagnari (57), pero que se ha integrado en la presente unidad por su escasa entidad. Estas facies se interpretan como de ambiente deltaico y marino somero, en un contexto marginal de cuenca.

2.3.2.3. *Ypresiense superior-Luteciense inferior. Fms La Peña y Armàncies*

Sobre la Fm Coronas se dispone un nuevo conjunto carbonatado, la Fm La Peña, bien representada en el macizo del Port del Comte y en la mayor parte de la vertiente meridional de la sierra del Cadí. Se divide en dos unidades (63 y 65) separadas por una superficie erosiva que se considera discordante en la mitad occidental de la Hoja, y hacia el noreste pasa lateralmente

a las margas de la Fm Armànçies (unidad 64). La Fm La Peña se ubica entre la parte alta de la biozona SBZ11 y la parte alta de la SBZ13 (Figuras 2 y 3).

2.3.2.3.1. Calizas micríticas o con alveolinas. Fm La Peña-Terrades (63). Ypresiense superior

Esta unidad inferior de la Fm La Peña, con un espesor de 450 m en la sierra del Cadí, está formada por calizas micríticas de color gris-claro, en capas masivas, separadas por lutitas grises. Predominan las texturas “wackestone” y “packstone” con miliólidos y alveolínidos dispersos y, eventualmente, fragmentos de bivalvos y restos de algas. En el macizo del Port del Comte la potencia es variable entre 50 y 400 m, y las calizas incluyen intervalos de texturas “grainstone” y “packstone” bioclásticos, ricos en miliólidos y alveolinas.

Esta unidad se acuña al este de la sierra del Cadí evidenciando el tránsito lateral a la Fm Armànçies (64) por profundización del medio, y se correlaciona con la “Plataforma de Terrades” de sectores más orientales. Estas facies se interpretan como de una plataforma carbonática somera.

2.3.2.3.2. Calizas con nummulites. Fm La Peña (65). Luteciense inferior

La unidad superior de la Fm La Peña aflora en el macizo del Port del Comte con una potencia de unos 250 m, y se dispone de forma discordante sobre distintos términos del llerdiense y cuisiense. En la sierra del Cadí es concordante sobre la unidad inferior de la formación (63), alcanza 400 m de espesor, y pasa lateralmente hacia el este a las margas de la Fm Armànçies (64). Presenta diversidad de facies calcáreas dispuestas en capas masivas, separadas por margas grises: calizas micríticas, calizas bioclásticas con miliólidos y alveolinas, calizas ricas en algas rodofíceas y calizas con nummulites y assilinas. Hacia el este se reconocen intervalos brechificados debidos a inestabilidades gravitacionales. Estas facies se interpretan como de plataforma carbonática somera a media que experimenta una profundización progresiva y pasa lateralmente hacia el este a un contexto de rampa y talud.

2.3.2.3.3. Margas (64). Brechas y niveles de nummulites (66). Fm Armànçies. Ypresiense superior-Luteciense inferior

Esta unidad está compuesta por margas de colores grises, esquistosadas, y se sitúa al pie de la vertiente sur de la sierra del Cadí donde reposa sobre las calizas con nummulites (65). Hacia el este ocupa un espacio estratigráfico mayor puesto que se encuentra sobre la Fm Coronas (61), y sustituye a la Fm Peña (63 y 65) en el extremo oriental, con una potencia máxima de unos 900 m. En este sector, la parte inferior de la Fm Armànçies conforma un tramo de tránsito de hasta 50 m con la Fm Coronas, constituido por margas kerogénicas, margocalizas y biomicritas con peloides.

En la parte media de la formación alternan margas y margocalizas grises en frecuencia decimétrica, con depósitos de “slump”, brechas y megabrechas calcáreas (66) que destacan en el relieve. En el ámbito de la Hoja se han cartografiado dos de estas megacapas, de potencia métrica y gran continuidad lateral, si bien la formación contabiliza hasta seis unidades (SAN-

TAMARIA, 1983). Las megabrechas están formadas por clastos y bloques heterométricos, subangulosos, de calizas de la Fm Peña. Los clastos son soportados por una matriz margosa, con abundantes nummulites resedimentados, aunque en la base son auto-soportados. A techo de las megacapas puede preservarse un término calcarenítico con base erosiva y granoclasificación positiva.

En la parte superior de la formación alternan margas y margocalizas grises que intercalan niveles de calizas micríticas y, hacia techo, capas aisladas de turbiditas siliciclásticas en tránsito a la Fm Campdevàrol (67). La Fm Armànçies se interpreta depositada en una rampa pelágica y talud, y sus megacapas como el producto de procesos de desestabilización de las plataformas carbonáticas de la Fm Peña (63, 65). Se sitúa entre la parte alta de la biozona SBZ 11 y la parte inferior de la SBZ13 (Ypresiense alto-Luteciense basal) (Figuras 2 y 3).

2.3.2.4. *Luteciense inferior. Fms Campdevàrol y Vallfogona*

Las formaciones Campdevàrol y Vallfogona se han definido en los flancos norte y sur, respectivamente, del sinclinal de Ripoll. Son sistemas turbidíticos (unidad 67) que han sido estudiadas por numerosos autores, entre los que destaca COSTA MERCADAL (1989). En la Coma la serie intercala calizas micríticas y bioclásticas grises (unidad 68) y un intervalo de yesos (unidad 69). Su edad se precisa por su pertenencia a la biozona SBZ13 (Figuras 2 y 3).

2.3.2.4.1. Turbiditas. Fms Campdevàrol y Vallfogona (67). Luteciense inferior

Esta unidad se reconoce en el extremo oriental de la sierra del Cadí, al noreste de Gisclareny, con un espesor inferior a los 100 m, estando truncada por el cabalgamiento basal del manto de la sierra del Verd. Se encuentra algo más completa en el sector de la Coma, donde alcanza varios centenares de metros de potencia. Está constituida por margas y lutitas grises con intercalaciones de areniscas tabulares de espesor centi- y decimétrico, con base neta, ocasionales marcas tractivas, granoclasificación positiva incipiente, laminación horizontal y "ripple" a techo. Se intercalan en la serie depósitos de "slump" y de "debris flow". Estas facies se identifican como típicas de sistemas de abanicos submarinos profundos.

2.3.2.4.2 Calizas micríticas y bioclásticas. Calizas de la Pedra (68). Luteciense inferior

Esta unidad está formada por niveles de calizas de hasta 20 m de potencia y gran continuidad lateral, intercalados en la serie turbidítica de la unidad 67. Las calizas son micríticas y bioclásticas de colores grises, generalmente recristalizadas, masivas o en capas de espesor deci- y métrico, y contienen miliólidos, nummulites y assilinas. Estos niveles se interpretan como plataformas carbonatadas depositadas durante episodios de somerización de la cuenca turbidítica.

2.3.2.4.3. Niveles de yeso (69). Luteciense inferior

Esta unidad corresponde a una intercalación yesífera en la serie turbidítica (67) ubicada al sur de la Coma, con una potencia de escasas decenas de metros y una reducida continuidad en superficie. Se trata de yesos blancos, alabastrinos, masivos y eventualmente laminados.

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.

2.3.2.5. *Luteciense medio-superior. Fm Coubet y unidades suprayacentes*

2.3.2.5.1. Areniscas bioclásticas, limolitas y margas grises. Fm Coubet (70). Luteciense medio-superior

Las "Areniscas de Coubet" (PUIGDEFÁBREGAS y SOLER, 1980) o Fm Coubet (MATÓ *et al.*, 1994; MUÑOZ *et al.*, 1994) quedan limitadas al entorno de la Coma, donde la serie está truncada por el cabalgamiento frontal de las láminas de Queralt. Yacen de forma discordante sobre la Fm Valfogona (67) con una potencia de unos 60 m.

Las areniscas son bioclásticas, de color ocre-grisáceo, con intercalaciones de limolitas y margas gris-ocres y amarillentas, y contienen restos de lamelibranquios, gasterópodos y nummulites. Están dispuestas en capas subtabulares de potencia deci- y métrica, con base neta y techo plano bioturbado, que pueden ordenarse en ciclos estrato- y granocrecientes de 3 a 5 m de potencia. Se reconocen conglomerados de cantos redondeados y subangulosos de calizas y areniscas mesozoicas y paleógenas y, en baja proporción, de cuarzo y rocas paleozoicas. Las facies descritas se interpretan como de frente deltaico en un delta dominado por avenidas. La formación puede datarse por su pertenencia a la parte más superior de la biozona SBZ13 y a la SBZ14 (Figura 3).

2.3.2.5.2. Conglomerados y areniscas conglomeráticas rojas (71). Luteciense medio-superior

Esta unidad está limitada al sector de la sierra de Pratformiu, donde alcanza una potencia de unos 200 m, y se dispone de forma discordante sobre el Cretácico Superior y en rápido cambio lateral de facies hacia el sureste a lutitas marrones con areniscas conglomeráticas, correspondientes a la unidad 72.

Está formada por capas de conglomerados y areniscas conglomeráticas de entre 1 y 5 m, con base erosiva y techo bien definido, separadas por lutitas arenosas. Muestran estratificación horizontal, con los cantos imbricados o con el eje mayor horizontal, y laminación cruzada planar y en surco en la fracción arenosa. Los cantos se encuentran moderadamente a bien rodados, provienen de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias en un 70% y de rocas paleozoicas con algún granitoide el resto. Estas facies se sitúan en un contexto de abanico aluvial medio, y la unidad se data por su posición estratigráfica.

2.3.2.5.3. Lutitas marrones y areniscas conglomeráticas (72). Luteciense medio-superior

Esta unidad está constituida por las facies distales de la unidad 71, con un espesor de varios centenares de metros. Está formada por argilitas de color marrón rojizo, en intervalos de espesor métrico y decamétrico, con intercalaciones de areniscas y conglomerados, que disminuyen hacia el sureste.

Las areniscas son laminadas, con cantos bien rodados de rocas paleozoicas, o sin organización interna, con cantos angulosos de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias, soportados por la matriz ("debris flow"). También se reconocen capas de espesor centi- y decimétrico de areniscas de grano muy fino con laminación paralela o cruzada de pequeña escala, y capas de conglomerados, más frecuentes hacia el noroeste, que no superan los 2 m. Estas facies se consideran distales a medias en un medio de abanico aluvial.

2.3.2.5.4. Calizas beige y margas grises (73). Luteciense superior

Esta unidad se sitúa al sur de la sierra de Pratformiu, con una potencia estimada de unos 150 m, y se dispone de forma concordante sobre la unidad 72, con la que se indenta lateralmente.

Está formada por calizas y margas que alternan en tramos de espesor métrico a decamétrico. Las calizas son micríticas, fétidas, de color beige, con laminación paralela muy fina, y se disponen en capas de potencia centi- y decimétrica, con bases y techos planos o suavemente ondulados, y pueden tener una textura finamente cristalina. Las capas más potentes, de hasta 2 m, suelen ser de textura "grainstone" de miliólidos. Estas facies se interpretan como lacustres y de transición a "lagoon" restringido.

2.3.2.6. *Bartoniense-Priaboniense*

El techo del Eoceno está representado por tres unidades estratigráficas que se disponen de forma discordante sobre la serie infrayacente.

2.3.2.6.1. Conglomerados polimícticos (74). Bartoniense-Priaboniense

Esta unidad está formada por conglomerados masivos con una potencia máxima de 800 m. Aflora de forma espectacular en la zona de confluencia del río Aigua de Valls con el barranco del Clot de l'Infern. Los conglomerados forman grupos de estratos de potencia decamétrica, con estratificación horizontal y superficies canalizadas, e intercalan lentejones arenosos y microconglomeráticos de escasa continuidad lateral. Los cantos tienen los ejes mayores en disposición horizontal o están imbricados, su tamaño máximo medio es de unos 30 cm y son subredondeados, con las proporciones: 50% de rocas sedimentarias y metamórficas paleozoicas, 40% de calizas y areniscas mesozoicas y terciarias y 10% de cuarzo y granitoides.

Lateralmente, hacia el este y oeste, los conglomerados incorporan progresivamente términos arenosos y lutíticos, en capas de potencia métrica, que evidencian un cambio de facies a la unidad 75. En la sierra de Ensija, la unidad incorpora tres secuencias separadas por discordancias internas, que se inician cada una con una cuña de conglomerados monomícticos (76). Estas facies son proximales y medias de abanico aluvial y la edad de esta unidad se deduce por sus relaciones con el emplazamiento de unidades estructurales (VERGÉS, 1993).

2.3.2.6.2. Lutitas, areniscas y conglomerados (75). Bartonienso-Priabonienso

Esta unidad es predominantemente lutítica y se dispone en tramos de espesor métrico, con intercalaciones de capas de areniscas, a veces conglomeráticas y, eventualmente, conglomerados. Se reconoce en el extremo meridional en forma discordante sobre distintas unidades del Luteciense (71 a 73), y es el equivalente distal de los conglomerados de la unidad 74. La potencia es muy irregular y puede alcanzar un máximo de 150 m.

Las areniscas se presentan en estratos subtabulares, centi- y decimétricos, y son de grano fino. Los niveles de areniscas conglomeráticas y conglomerados son de potencia métrica, de hasta 3 m, con cantos angulosos y monomícticos de calizas y areniscas cuando evolucionan a la unidad 76, o rodados y polimícticos si evolucionan a la unidad 74. Estas facies son de abanico aluvial medio a distal.

2.3.2.6.3. Conglomerados monomícticos (76). Bartonienso-Priabonienso

Esta unidad aparece en la sierra de Ensija y proximidades (bloque superior del cabalgamiento del Coll del Ferrús) configurando tres tramos, el primero yacente sobre el Cretácico Superior y los dos restantes intercalados entre conglomerados polimícticos (74). Cada uno de estos tramos presenta el límite basal erosivo y discordante mientras que el límite superior es transicional. La potencia es variable, alcanzando unos 400 m en la Roca Gran del Ferrús. También se incluyen en esta unidad, por similitud de facies y por la litología de los cantos, los conglomerados aislados monomícticos que se encuentran entre Tuixén y la Coma, discordantes sobre el Cretácico Superior y Jurásico, en el bloque inferior del cabalgamiento de la sierra de Ensija y en el Coll de Cap de la Creu, al sureste de Gósol.

Los conglomerados son de cantos de calizas y areniscas mesozoicas y paleógenas, y forman estratos masivos de orden decamétrico, con cantos subangulosos y bloques (facies proximales de abanico aluvial). Lateralmente evolucionan a niveles bien estratificados, de orden métrico, subtabulares, con cantos subredondeados y algo más polimícticos (facies medias). En la unidad coalescen un sistema aluvial local con otro de área fuente más alejada.

2.3.3. Oligoceno

2.3.3.1. Conglomerados polimícticos cementados (77). Oligoceno

Esta unidad se limita a cuatro reducidos afloramientos que pueden estar relacionados con estructuras tectónicas, tres de ellos en el sector central (Roca del Millet, Coll de Josa, sierra de la Portella) y uno al sureste ("klippe" de l'Arp).

Los conglomerados se disponen de forma discordante sobre distintas unidades mesozoicas y paleógenas marinas, y son masivos, con cantos variables y característicos, bien cementados. Presentan potencias de algunas decenas de metros y se atribuyen al Oligoceno por ser más jóvenes y estar desconectados de los depósitos aluviales finieocenos (74 a 76), que se encuentran más al sur.

2.3.4. Neógeno

2.3.4.1. Conglomerados, limolitas ocre y areniscas con restos carbonosos (78). Neógeno

Esta unidad se localiza entre Sorribes y Fórnols, donde se dispone de forma discordante sobre materiales triásicos y liásicos en el borde sureste del diapiro de Fórnols. Está compuesta por diversas facies detríticas con cambios laterales o relaciones erosivas entre ellas. Predominan los niveles subtabulares, de potencia deci- y métrica, de conglomerados calcáreos, bien rodados, cementados, con soporte de matriz arenosa gruesa, con cantos subsidiarios de areniscas, conglomerados, cuarcitas y cuarzo, que gradan a areniscas hacia techo. Alternan con limolitas ocre y grisáceas de potencia deci- y métrica, finamente laminadas, con intercalaciones tabulares o canalizadas de areniscas finas con materia orgánica, areniscas de grano medio y gravas con bloques de hasta 50 cm.

Estos materiales se encuentran afectados por actividad diapírica, de modo que muestran variaciones bruscas de espesor y buzamiento que impide el levantamiento de una serie tipo y el cálculo de su potencia. Entre Fórnols y el torrente de Ribanegra forman un pliegue sinclinal en discordancia progresiva.

En cuanto a su datación, el grado de deformación, su localización a cotas bajas rodeados de relieves positivos y su geometría discordante, permiten considerarlos anteriores a las formaciones superficiales, de probable edad miocena-pliocena por correlación con las cuencas vecinas de la Seu d'Urgell y Bellver de Cerdanya (Hojas nº 215 y nº 216).

2.4. CUATERNARIO

Las formaciones cuaternarias de la Hoja son básicamente de origen fluvial, depósitos de ladera, deslizamientos y abanicos aluviales. Localmente existen "tills" glaciares, facies glaciolacustres y dolinas rellenas. Se han cartografiado un total de 14 unidades (79 a 92), 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*.

2.4.1. Pleistoceno

2.4.1.1. Gravas subrodadas cementadas (79). Pleistoceno

Esta unidad es de reducida extensión y se sitúa en la desembocadura del torrente de la Basera, al norte de Tuixén. Se trata de gravas subangulosas a rodadas, con matriz limosa o arenosa, cantos calcáreos y buena cementación, afectadas de fracturación ("Gravas de Tuixén"). Son sedimentos de origen fluvial con una edad que se estima pleistocena, pero más antigua que el abanico aluvial (83) situado al sur de la misma localidad.

2.4.1.2. Gravas angulosas carbonatadas, fuertemente cementadas (80). Pleistoceno

Esta unidad engloba dos formaciones con morfología de terraza, situadas al este de Cornellana y al oeste de Josa ("Brechas de Cornellana y Josa"). Tienen de 5 a 10 m de espesor, base erosiva y techo plano, y se disponen de forma discordante sobre el sustrato con el escarpe a 100 m o más sobre el nivel actual.

Estos depósitos serían los más antiguos de la Hoja, y están formados por gravas y brechas calcáreas que intercalan limos con cantos dispersos, de cantos angulosos y, ocasionalmente, subrodados. Están bien cementadas excepto en algunos tramos finos que les confieren un aspecto cavernoso. Las capas son de espesor decimétrico, lenticulares o subtabulares, con base erosiva. Son depósitos de origen poligénico.

2.4.1.3. Limos y arcillas de descalcificación (81). "Terra rossa". Pleistoceno

Esta unidad está formada por arcillas y limos rojizos que rellenan depresiones endorreicas o dolinas kársticas, con un espesor de varios metros. Son el residuo insoluble de la descalcificación de las calizas del sustrato. Se desarrollan en el macizo del Port del Comte y al sur de l'Àspà.

2.4.1.4. Gravas rodadas con matriz arenosa. Terrazas altas (82). Pleistoceno

Esta unidad está formada por las terrazas colgadas de los ríos de la Vansa y Bona, constituidas por gravas polimícticas con matriz arenosa, bloques dispersos, tramos de limos con cantos y cementación variable, alta en los 50 cm superiores. Están bastante degradadas y se presentan con un escarpe superior a los 20 m de altura sobre el nivel fluvial actual, dejando al descubierto el sustrato en la parte inferior.

2.4.1.5. Gravas rodadas con matriz arenosa (83). Conos aluviales. Pleistoceno

Esta unidad agrupa los conos aluviales antiguos, que pueden preservar la geometría de abanico, como ocurre en el torrente de Rubinat al sureste de Gósol (CASÒLIVA y MARTÍNEZ, 2000), al sur de Tuixén, al este de Josa y al sur de Cava. Se trata de gravas con matriz arenosa y bloques dispersos. En Gósol y Tuixén son gravas poco rodadas con algunos bloques calcáreos y matriz arenosa no cementada. En los ríos de la Vansa y Bona, las gravas son más rodadas, polimícticas y mejor cementadas, especialmente a techo. Al este de Sorribes forman una terraza colgada sobre el sustrato mioceno, con el escarpe a más de 20 m sobre el nivel fluvial actual. En Josa y Cava las gravas están más desorganizadas, con matriz limosa sin cementar, los cantos escasamente rodados, y transportan abundantes bloques. Los sedimentos fluviales de fondo de valle (91) se encajan sobre los abanicos aluviales de esta unidad.

2.4.1.6. Gravas, conglomerados, limos (84). Glacis. Pleistoceno

Esta unidad agrupa los glacis, formados por gravas con niveles de limos con cantos dispersos, con una potencia entre 5 y 10 m. En el sector de Cornellana-Fórns-Tuixén están incididos

según un escarpe a una cota de más de 80 m sobre el río de la Vansa y el torrente de Ribanegra. En Saldes el escarpe está muy degradado y se encuentra a una cota de más de 30 m.

Los glacis presentan diversas facies: gravas rodadas con matriz limosa o arenosa poco cementada, gravas y gravillas angulosas con poca matriz fina bien clasificadas y gradadas tipo “grèze litée” (SOLÉ SUGRAÑES, 1973b), gravas heterométricas subangulosas y algunos bloques con matriz limosa, y niveles de limos arenosos con cantos dispersos. Estos materiales se datan como pleistocenos, más jóvenes que las gravas cementadas (80) y más antiguos que la mayoría de depósitos de ladera cartografiados.

2.4.2. Pleistoceno-Holoceno

2.4.2.1. *Gravas angulosas y brechas con matriz (85). Coluviones, derrubios. Pleistoceno-Holoceno*

Esta unidad agrupa los coluviones, que están formados por bloques y cantos con matriz en proporciones variables y limos con abundantes cantos dispersos. Incluyen también niveles de gravas angulosas bien estratificadas y clasificadas, con escasa matriz limosa, de tipo “grèze litée”. Se disponen adosadas al pie de los relieves pronunciados y escarpes, formadas por la caída de rocas. Son pues sedimentos de origen coluvial, que pueden acumular desde pocos decímetros a varios metros, por lo que muchos de ellos no son cartografiables.

2.4.2.2. *Masas desprendidas. Deslizamientos (86). Pleistoceno-Holoceno*

Esta unidad engloba materiales heterogéneos procedentes de deslizamientos, desprendimientos, caídas rotacionales, reptaciones, flujos y movimientos mixtos. Son el producto de movimientos en masa que pueden involucrar extensiones superiores al km², como en la sierra del Verd y en la vertiente este del macizo del Port del Comte. También se identifican al norte de la sierra de Ensija y en la vertiente meridional del río de la Vansa, y destaca la colada de barro situada al oeste de la Coma. Al norte de la sierra del Cadí las masas deslizadas son de extensión hectométrica. En general se les atribuye una edad sub-actual a reciente, pero pueden ser antiguas.

2.4.2.3. *Caos de bloques desprendidos (87). Pleistoceno-Holoceno*

Esta unidad engloba bloques calcáreos angulosos, desordenados y caóticos, de orden métrico, originados a partir de la caída gravitacional desde los escarpes adyacentes de calizas. Los intersticios entre bloques incluyen fragmentos menores producto de la gelifracción y pueden contener matriz limosa infiltrada. Destacan los depósitos desprendidos de las calizas del Garumniense, como por ejemplo al sureste de Saldes, al sur de Comabona (sierra del Cadí), al noroeste del Cap del Orri, al norte de la Coma y al norte de los Cingles de Costafreda.

2.4.2.4. *Gravas y bloques angulosos heterométricos (88). "Tills" glaciares. Pleistoceno-Holoceno*

Esta unidad está constituida por gravas con bloques angulosos y matriz limosa sin cementar, que forman un depósito heterométrico desorganizado, generalmente con morfología de cordón. Se interpretan como "tills" sedimentados en morrenas laterales o frontales de pequeños glaciares de circo del último máximo glacial.

2.4.3. Holoceno

2.4.3.1. *Limos lacustres (89). Holoceno*

Esta unidad se ha reconocido en Prat del Cadí, al sur de Estana, en un rellano colmatado con sedimentos limosos situado entre "tills", que se interpreta como un depósito glaciolacustre, posterior a la fusión del glaciar. Se trata probablemente de arcillas y limos con abundante materia orgánica y algunos cantos angulosos dispersos procedentes de los escarpes cercanos.

2.4.3.2. *Bloques angulosos (90). Canchales. Holoceno*

Esta unidad contiene bloques y cantos angulosos, bien estratificados, con buena clasificación. Las gravas tienen matriz limosa en la base y son más limpias a techo por lavado de los finos. La cementación es nula o muy escasa. Representan los canchales funcionales actuales, abundantes en la vertiente norte de la sierra del Cadí y en el macizo del Pedraforca (MARTÍNEZ, 2000).

2.4.3.3. *Gravas y arenas (91). Depósitos de fondo de valle, terrazas bajas y conos. Holoceno*

Esta unidad está formada por gravas con matriz arenosa, arenas con lentejones de gravas y limos con cantos dispersos. Estos depósitos forman el lecho de los ríos Cardener, la Vansa, Josa, Mola, Aigua de Valls, Ribanegra, riera de Gresollet y de los torrentes de la vertiente norte de la sierra del Cadí. La potencia es variable, desde pocos decímetros a escasos metros, y se restringen a estrechas franjas encajadas con vertientes muy abruptas. En la zona central de los valles dominan los lentejones de gravas, gravillas y arenas, de tendencia granodecreciente, coronados por limos con cantos dispersos. Enrasan con depósitos coluviales (85) que se encuentran en indentación lateral o les recubren.

2.4.3.4. *Depósitos antrópicos (92). Holoceno*

Esta unidad está formada por los materiales antrópicos de relleno de restauración de explotaciones mineras a cielo abierto, como por ejemplo en las antiguas minas de carbón del Garumniense, a lo largo de la sierra de Ensija, al sur del macizo del Pedraforca (l'Aspà) y al oeste de Saldes. Los materiales proceden de desmontes en suelos y roca, realizados en el marco de obras diversas, junto con los estériles de las propias explotaciones mineras.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Gósol se sitúa en el sector occidental de los Pirineos orientales, y comprende un fragmento de la zona Axial pirenaica (unidad del Orri) y diversas unidades alóctonas alpinas, que en conjunto configuran un área estructuralmente compleja, de gran interés para el análisis de la geometría y dinámica de los cabalgamientos alpinos pirenaicos.

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; GARRIDO-MEGÍAS, 1973; GARRIDO-MEGÍAS y POSADAS, 1981). 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 sismica 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). 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 DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL MANTO DEL CADÍ

3.3.1. El basamento pirenaico y las unidades variscas

En el basamento pirenaico se encuentran reflejados tres episodios magmáticos (Cadomiense, Sárdico y Varisco) y tres fases de deformación (Sárdica, Varisca o Hercínica y Alpina). El Paleozoico varisco se encuentra dividido en dos grandes conjuntos: un conjunto basal pre-sárdico, neoproterozoico y cambro-ordovícico, afectado de esquistosidad, fallas y pliegues extensionales, y un conjunto superior pre-varisco de edad Ordovícico Superior a Carbonífero Inferior. La orogenia Varisca (parte alta del Carbonífero Inferior) desarrolla foliación, metamorfismo regional y estructuras tales como domos metamórficos de gneises y pliegues kilométricos. Los cabalgamientos, despegados a nivel de las pizarras del Silúrico, predominan en la serie silúrico-carbonífera.

En el ámbito de la Hoja de Gósol, el basamento varisco forma parte de dos unidades (Figura 4):

- Al noroeste, del manto del Orri (unidad de Ges-Estana).
- Al noreste, del zócalo varisco del manto del Cadí.

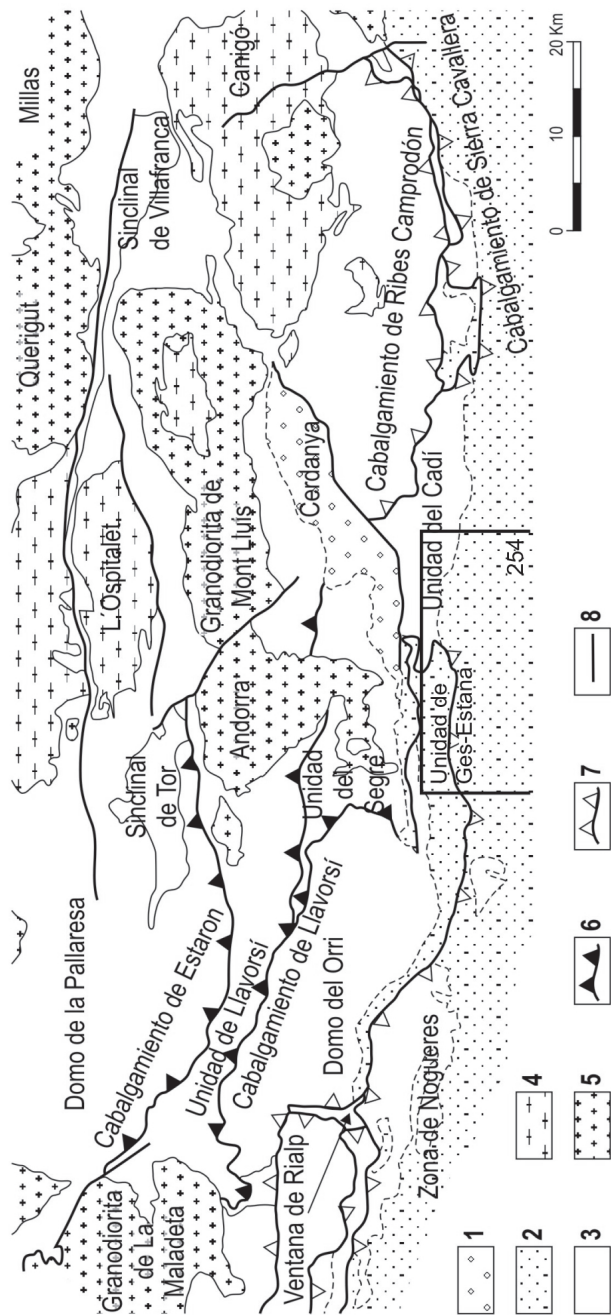


Figura 4. Esquema estructural del Paleozoico de los Pirineos centrales y orientales (CASAS et al., 2012). 1- Neógeno. 2- Formaciones post-variscas. 3- Formaciones variscas. 4- Gneises ordovícicos. 5- Granitoides variscos. 6- Cabalgamientos alpinos. 7- Fallas principales. 8- Formaciones principales.

3.3.1.1. *Manto del Orri (unidad de Ges-Estana)*

La terminación del domo del Orri de los Pirineos centrales en dirección este, forma un apéndice o franja alargada, que HARTEVELT (1970) define como unidad de Ges-Estana, constituida por rocas cambro-ordovícicas y del Ordovícico Superior. Al norte esta unidad queda limitada por las fallas normales de Querforadat, del sistema de fallas neógenas de la Cerdanya. Al sur, queda cubierta de forma discordante por una sucesión de edad Estefaniense-Triásico Superior, sobre la que yace el Cretácico Superior en contacto discordante y sustractivo que se ha interpretado como rampa basal del manto del Cadí (FLINCH y CASAS, 1996). La unidad muestra un basculamiento axial muy suave al este, hasta que se sitúa por debajo del Silúrico-Devónico de la unidad del Cadí (cabalgamiento de Prat d'Aguiló).

HARTEVELT (1970) y SPECKSNIJDER (1986) describen la estructura interna de la unidad de Ges-Estana. La esquistosidad es paralela a la estratificación, ambas plegadas en anticlinales de orientación este-oeste con planos axiales de crenulación o esquistosidad de fractura buzando unos 45° al norte. Estos pliegues son asimétricos, con flancos meridionales cortos muy pendientes y flancos septentrionales largos y suaves, bien desarrollados en el sector de Ges y que se van acabando gradualmente hacia el este.

Al norte de la unidad de Ges-Estana se sitúa la unidad del Segre, caracterizada por cabalgamientos dirigidos hacia el sur en la serie Silúrico-Carbonífero Inferior. GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.* (2011) y MARGALEF *et al.* (2017) presentan cortes de la zona Axial que llegan hasta la unidad de Ges-Estana.

3.3.1.2. *Basamento varisco del manto del Cadí*

El manto del Cadí (MUÑOZ, 1985) es uno de los mantos inferiores pirenaicos, compuesto por un zócalo varisco sobre el que se dispone de forma discordante una cobertera de molasas estefano-pérmicas y una potente serie meso-cenozoica. El núcleo varisco está compuesto de Silúrico, Devónico y Carbonífero Inferior en facies Culm (CASAS *et al.*, 1989), y su estructura resulta del apilamiento de láminas cabalgantes variscas, vergentes al sur y despegadas a nivel de las pizarras silúricas, que constituyen la prolongación hacia el oeste de la estructura de la Tosa d'Alp, Hoja de la Poblá de Lillet, nº 255 (DOMINGO *et al.*, 1988).

El cabalgamiento de Serra Cavallera se interpreta como base del zócalo varisco del manto del Cadí (Figuras 5 y 6, Corte I'-I'' del Mapa Geológico). El cabalgamiento va cortando serie hacia el norte hasta adentrarse en el Cambro-Ordovícico y convertirse en la base del manto del Orri (VERGÉS, 1993; ICGC, 2010). Sin embargo, MUÑOZ (1995), MUÑOZ *et al.* (1986) y ICGC (2014) correlacionan los mantos del Cadí y les Nogueres, lo que implica que el cabalgamiento basal debe situarse a un escalón más elevado, por ejemplo, a nivel del Triásico Superior (cabalgamiento de les Nogueres; FLINCH y CASAS, 1996). En la presente memoria, aunque se han cartografiado estructuras de despegue y cabalgamientos menores como el de Prat d'Aguiló, se opta por la primera versión. Véase también el epígrafe 3.5. *Restitución de las unidades alpinas.*

3.3.2. Unidades alpinas

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 subautóctona o moderadamente 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 *Atlas 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 5 y 6):

- 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. Es equiparable al manto de Bóixols y en su base muestra una escama tectónica (unidad Intermedia).

3.3.2.1. Manto del Cadí

La cobertera alpina del manto del Cadí se estructura en un 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 (Corte I-I’ del Mapa Geológico).

La serie estratigráfica alpina del manto del Cadí se presenta diferenciada en sus flancos norte y sur. El flanco norte está formado por una serie monoclinal vergente al sur, constituida por

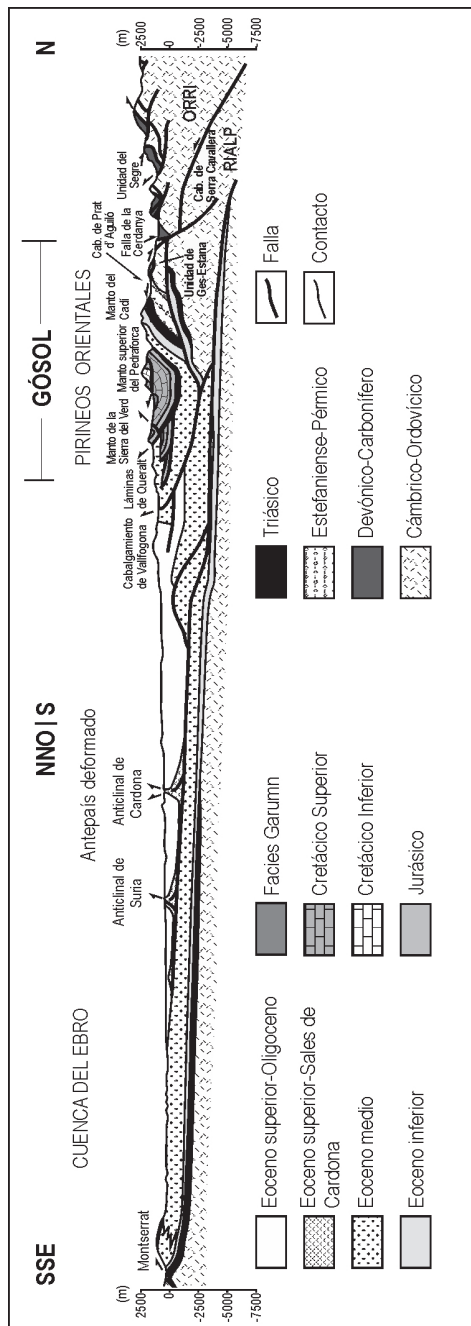


Figura 6. Corte de los Pirineos orientales en el área occidental del manto del Cadi que atraviesa el sector central de la Hoja (ICGC, 2010).

Trías, un 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, predominantemente constituida por las turbiditas de la Fm Vallfogona y sus unidades asociadas.

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 antiformal (“underthrusting”) de las unidades de basamento. Estos emplazamientos son los que pliegan el manto y sus formaciones sobrepuestas en sinclinal (MUÑOZ *et al.*, 1986; PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1986; BURBANK *et al.*, 1992).

Las unidades evaporíticas relacionadas con las turbiditas (yesos de Vallfogona, Beuda, del 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).

3.3.2.2. 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 (Corte I-I'). 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 (Hoja de Sant Llorenç de Morunys, nº 292). 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 Gósol sólo entra el fragmento septentrional de la lámina del Port del Comte.

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 Peña (Ypresiense superior-Luteciense inferior), que recubre los pliegues en la zona de l'Arp, en el flanco septentrional del anticlinal de Tossa Pelada. La orientación de los pliegues, paralela a la rampa del Segre y a la rampa frontal de la lámina, marcan su dirección de transporte hacia el sureste, comportándose la falla del Cardener como rampa lateral (VERGÉS, 1993).

3.3.2.3. Láminas de Queralt

Las láminas de Queralt cabalgan la lámina del Port del Comte por el norte, donde se han cartografiado, de noroeste a sureste, las unidades de Ossera-Alzina, Padrinàs y Coll de Port (Figura 5, Corte I-I' del Mapa Geológico).

En dirección sureste entran en el ámbito de las Hojas vecinas, donde la rampa basal cabalga sobre las turbiditas de Valfogona del manto del Cadí. La sucesión de las láminas está formada por Jurásico, un reducido Senoniense, Garumniense, Ilerdiense y unidades aluviales del Eoceno inferior-medio. Una descripción más detallada de las láminas de Queralt se encuentra en la memoria de la Hoja de Sant Llorenç de Morunys (nº 292).

3.3.2.4. 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 (Cortes II-II' y III-III' del Mapa Geológico). Está formado por tres láminas, que de oeste a este son: sierra del Verd s.s., Ensija-los Rasos de Peguera y la Nou, si bien en el ámbito de la Hoja de Gósol entran sólo la primera y la subunidad de Ensija de la segunda (Figura 5). 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 (véase la Figura 6). La serie del manto de la sierra del Verd, en el área del macizo del Pedraforca, está formada por Keuper (nivel de despegue), un Lías reducido, Cenomaniense superior, aflorante en la zona norte del manto, Santoniense, una potente serie Campaniense-Maastrichtiense y Garumniense.

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).

3.3.2.5. Manto superior del Pedraforca

El manto superior del Pedraforca (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988) se superpone al manto de la sierra del Verd en su extremo noroccidental y se divide en tres láminas que, de oeste a este, son Puig Galliner, Cloterons y Pedraforca s.s. (Figura 5). Las dos láminas occidentales están formadas básicamente por materiales del Jurásico y Cretácico Inferior. La serie del Pedraforca s.s. está constituida por Keuper, Lías, Dogger, un Cretácico Inferior potente y completo y parte de la serie del Cretácico Superior (Cenomaniense superior-Santoniense).

La lámina de Puig Galliner forma un sinclinal suave de orientación noreste-suroeste cabalgada, hacia el este, por la lámina de Cloterons, que buza hacia el sur formando un pequeño pliegue anticlinal invertido en la parte frontal, visible en las cercanías de Gósol (Corte II-II' del Mapa Geológico). Esta lámina queda separada de la lámina del Pedraforca s.s. por una estructura de dirección noroeste-sureste, situada en el valle de Gósol, que es, probablemente, una falla extensional del Cretácico Inferior que delimitaba la geometría de las cuencas.

La lámina del Pedraforca s.s. se divide en dos unidades separadas por el cabalgamiento del Coll del Verdet (Corte III-III' del Mapa Geológico). La unidad meridional engloba las dos cimas del macizo, formadas por calizas verticalizadas del Cretácico Inferior, que buzan fuertemente hacia el sur pero amortiguan su pendiente hacia la base, formando un ángulo de rampa con el cabalgamiento, o dispuestas en "onlap" sobre el Jurásico. La unidad septentrional forma un sinclinal con despegue a nivel del Keuper, y está constituida por dos escamas cabalgantes de materiales triásicos y jurásicos. El cabalgamiento del Coll del Verdet muestra una geometría de falla normal y se interpreta como una falla extensional mesozoica invertida.

El cabalgamiento basal del manto superior del Pedraforca muestra una geometría de rampa de bloque superior, plegado suavemente en forma cóncava con una ligera inclinación al sur. Hacia el norte se entronca con el cabalgamiento del manto de la sierra del Verd en la zona del Collell, pero un retrocabalgamiento más joven lo desplaza unos 2 km hacia el noreste (Figura 5; Corte III-III' del Mapa). La traza del cabalgamiento basal cierra por el este en el macizo del Pedraforca y, por el oeste, en las sierras de Cloterons y Puig Galliner. En la vertiente sur del macizo del Pedraforca afloran conglomerados discordantes sobre los materiales mesozoicos del manto de la sierra del Verd (Roca Roja, unidad 54), con geometrías en abanico, que se hacen equivalentes a los conglomerados de la parte media del Garumniense del Coll de la Traça.

La restitución del corte estructural muestra que la inexistencia del Cretácico Inferior en el bloque inferior, pero con presencia de Jurásico y Keuper, se debe a una geometría extensiva previa, similar a la del manto de Bóixols (BERÁSTEGUI *et al.*, 1990; VERGÉS, 1993). En este sentido, VERGÉS y MARTÍNEZ (1988) interpretan que el manto superior del Pedraforca representa la inversión durante el Cretácico Superior de una falla extensional activa durante el Cretácico Inferior, pero VERGÉS (1993) propone que la falla principal extensiva es el cabalgamiento del Coll del Verdet, y que la falla basal del manto es un atajo ("short-cut") de la falla principal (Corte III-III' del Mapa Geológico). SAURA *et al.* (2016) reinterpretan el manto superior del Pedraforca como una estructura "salt roller", resultante de la inversión tectónica de un sistema extensional ligado a la tectónica salina cretácica.

3.3.2.5.1. Unidad Intermedia

La unidad Intermedia (VERGÉS, 1993; MARTÍNEZ *et al.*, 1996, 2001) es una escama cabalgante de escasa potencia pero con continuidad cartográfica, que aflora en el límite oriental del manto superior del Pedraforca por debajo de su cabalgamiento basal (Figura 5; Corte III-III' del Mapa Geológico). Esta unidad está formada por una serie santoniense, que aflora al norte del macizo, seguida hacia el sur por una serie de brechas muy recrystalizadas, de clastos subangulosos y tamaño medio, de calizas del Cretácico Inferior, Cenomaniense y Santoniense, dispuestas en secuencia de "montaña invertida". Las brechas tendrían una edad situada entre el Santoniense y el Maastrichtiense (Campaniense?) y sus geometrías internas parecen reflejar un sistema imbricado de dúplex. Por encima siguen margas grises y calizas con rudistas de edad Maastrichtiense, visibles en el frente de la unidad y en su zona occidental (afloramiento de la carretera de Saldes a Gósol), a las que suceden arcillas rojas y areniscas con fragmentos de huevos de dinosaurio del Garumniense.

La unidad Intermedia se dispone por encima del Campaniense-Maastrichtiense del manto de la sierra del Verd, y su origen se relaciona con el emplazamiento del manto superior del Pedraforca (MARTÍNEZ *et al.*, 2001) según la siguiente secuencia: (1) erosión y desmantelamiento del manto superior del Pedraforca durante su emplazamiento, dando lugar a las brechas, que tendrían pues un significado sintectónico, (2) emplazamiento de la unidad Intermedia, y (3) fosilización de ambas estructuras por los conglomerados de Roca Roja.

3.4. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS

El inicio de la formación de las estructuras que componen la Hoja de Gósol puede situarse durante el régimen extensional del Cretácico Inferior, y su estructuración en mantos de corrimiento se verifica durante el transcurso del Paleógeno según una secuencia de bloque inferior (Figura 7).

3.4.1. Cretácico Inferior

Las primeras estructuras importantes son las cuencas extensionales asociadas a la etapa de "rifting" del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (~163-97 Ma), que pueden estar ligadas a la tectónica salina. En el Cretácico Superior (~97-85 Ma) la actividad extensiva cesa y las fallas normales quedan fosilizadas por los sedimentos marinos.

3.4.2. Cretácico Superior-Paleoceno

Durante el Cretácico Superior (~85 Ma) se inicia el acortamiento entre Iberia y Europa, a una velocidad promedio de ~1 mm/a (GROOL *et al.*, 2018). En consecuencia, durante el Campaniense-Maastrichtiense (~80-66 Ma) se emplaza el manto superior del Pedraforca (y su equivalente oriental Bóixols), como resultado de la inversión tectónica de las fallas normales previas. El levantamiento origina cuencas de antepaís cretácicas que se rellenan con sedimentos provenientes del este y sureste. El manto queda fosilizado por conglomerados de edad Maastrichtiense superior-Paleoceno (~65 Ma; punto **A** en la Figura 5), proporcionando una velocidad de emplazamiento de 0,4-0,5 mm/a (VERGÉS, 1993; GROOL *et al.*, 2018).

El manto superior del Pedraforca mide 12 km en dirección norte-sur y corresponde a una porción de cuenca de alrededor de 25 km, por lo que el acortamiento, incluyendo la unidad Intermedia, puede estimarse en más de 10 km, cercano al 50% (VERGÉS y MARTÍNEZ, 1988). La unidad se desplaza al sur más de 40 km en relación a la serie del manto del Cadí.

3.4.3. 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,

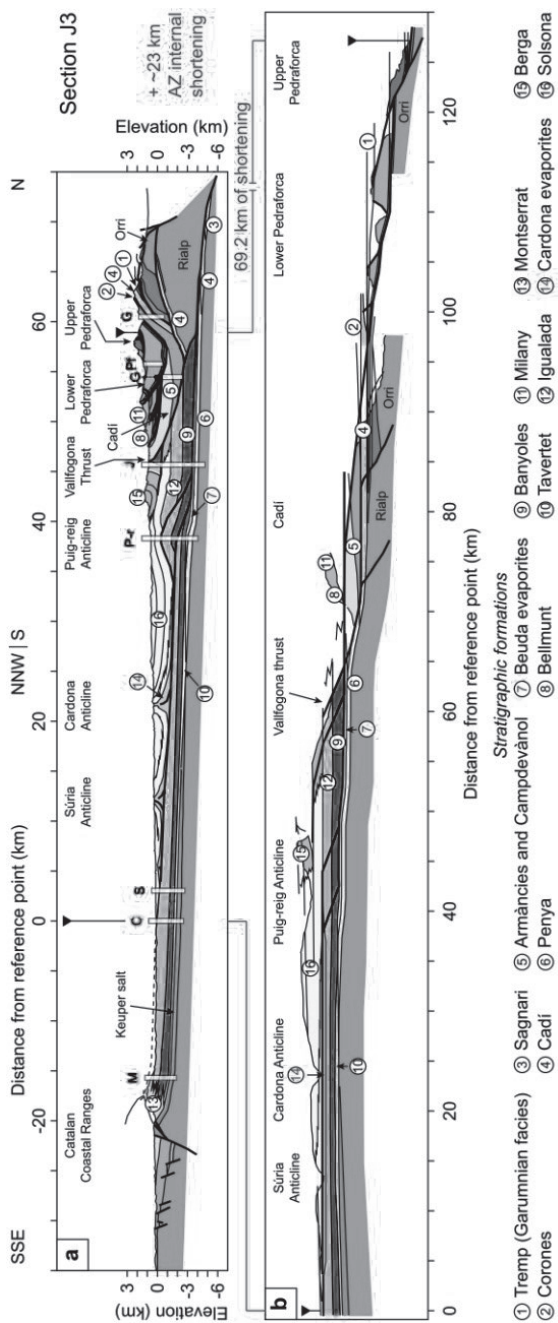


Figura 7. Corte balanceado y restituido del sector occidental del manto del Cadi y cuenca de antepaís del Ebro (VERGÉS, 1993; GROOL et al., 2018).

~48-46,5 Ma) (Hoja de Sant Llorenç de Morunys, nº 292). Los aportes provienen del norte y reflejan un progresivo desmantelamiento ("unroofing") de la zona Axial (ODLUM *et al.*, 2019).

3.4.4. 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 Coronas (Ypresiense superior, ~53,5-50,5 Ma), pero la existencia de la brecha de Fórnols (Paleoceno, ~59-56 Ma) y de discordancias progresivas en materiales ilerdienses (Hoja de Sant Llorenç de Morunys, nº 292), 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).

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).

3.4.5. 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 (Hoja nº 292) 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 del 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).

3.5. RESTITUCIÓN DE LAS UNIDADES ALPINAS

En el modelo estructural de los Pirineos centrales de MUÑOZ (1992, 2019) el enraizamiento de las unidades alpinas se efectúa al sur de la actual zona Axial (Figura 4). En el corte restituído, el Mesozoico pre-orogénico se deposita sobre la unidad de les Noguères, la más septentrional y superior en la pila tectónica, la cuenca del Cretácico Inferior (futuro manto de Bóixols) constituye la cobertera de la unidad del Orri, y la cuenca del Montsec constituye la cobertera de la unidad de Rialp, la más meridional. Los mantos superiores se despegan de su basamento hacia el sur siguiendo una tectónica superficial, mientras que los mantos inferiores se acortan sensiblemente y se apilan en antiforme de forma que sus cabalgamientos limitantes se verticalizan.

Este modelo es difícil de extrapolar a los Pirineos orientales, ya que la presencia del manto del Cadí obliga a enraizar todas las unidades autóctonas suprayacentes en la zona Axial más septentrional, puesto que este manto se considera equivalente estructural del manto de les Noguères (MUÑOZ *et al.* 1986; MUÑOZ, 2019). En este sentido, VERGÉS (1993) aporta un modelo de corte restituído (Figura 7) en el que la cuenca del Cretácico Inferior (futuro manto superior del Pedraforca) se sitúa sobre la unidad de les Noguères, la cuenca de la sierra del Verd se ubica sobre la unidad del Orri, y la cuenca del Cadí se asocia al fragmento meridional de la unidad del Orri y a la unidad de Rialp.

LAUMONIER (2015), argumentando que no existen cabalgamientos alpinos verticalizados significativos en la zona Axial oriental, propone un tercer modelo que implicaría un mayor desplazamiento de los mantos. Considera las unidades autóctonas pertenecientes a una unidad superior más elevada que denomina supra-zona Axial, independiente, que se enraizaría al norte de la falla Nord-Pirenaica mediante un cabalgamiento supra-axial.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El abrupto relieve de la Hoja de Gósol viene caracterizado por tres conjuntos de sierras alineadas transversalmente, que superan ampliamente los 2.000 m:

- En el tercio norte, la sierra del Cadí (2.648 m) atraviesa toda la Hoja y marca la cota máxima, manteniéndose por encima de los 2.500 m durante una distancia de 13 km.
- En el sector central de la Hoja se encuentran las sierras del Cadinell (2.113 m), de Cloterons (2.179 m) y el macizo del Pedraforca (2.506 m).
- En el tercio sur se elevan el macizo del Port del Comte (2.382 m) y las sierras del Verd (2.282 m) y de Ensija (2.320 m).

Los valles de Ribanegra y Josa separan la sierra del Cadí occidental del sector central de la Hoja y los valles de los ríos de la Vansa, Aigua de Valls (al oeste) y Saldes (al este) se interponen entre las sierras del sector central y meridional, con unas cotas mínimas de alrededor de 900 m.

La red de drenaje pertenece a dos grandes cuencas hidrográficas, Ebro y Llobregat (cuencas internas catalanas). A la cuenca del Ebro pertenecen los sectores noroccidental y septentrional de la Hoja. El río de la Vansa (junto a sus afluentes, torrente de Ribanegra, río de Josa y río de Mola) drena la vertiente suroccidental de la sierra del Cadí y la sierra del Cadinell, y transcurre de este a oeste para confluir con el río Segre en la vecina Hoja de Organyà (nº 253). El sector septentrional está drenado por torrentes encajados en la vertiente norte de la sierra del Cadí que también desembocan en el río Segre.

El resto de la Hoja pertenece a la cuenca del Llobregat. El río Cardener nace al pie del macizo del Port del Comte y recoge sus aguas por el este. Por el oeste recibe las aguas de la sierra del Verd, del macizo del Pedraforca y de la vertiente occidental de la sierra de Ensija a través del río Aigua de Valls. Hacia el sur discurre por el centro de la Hoja para desembocar aguas abajo en el río Llobregat. Las vertientes occidentales de las sierras del Cadí y del macizo del Pedraforca drenan hacia el este mediante el río de Saltes, así como la sierra de Ensija, aguas que van a parar a la cuenca alta del río Llobregat.

Desde el punto de vista climático, la Hoja de Gósol se encuentra encuadrada en la zona Mediterránea, aunque la amplitud altitudinal permite la existencia de diferentes tipos de clima, más cercanos a los de la Europa central que a los de la cuenca mediterránea. Casi la totalidad de la Hoja se sitúa por encima de los 1.000 m de altitud y la media de temperatura anual es igual o inferior a 10,5º C. En las zonas ubicadas por encima de los 1.500 m, los meses de invierno presentan temperaturas glaciales con medias mensuales inferiores a los 0º C. Las variaciones interanuales de las precipitaciones son muy grandes dependiendo de la situación del observatorio, oscilando entre los 618-1.280 mm anuales.

El clima de los sectores occidental y septentrional de la Hoja es subcontinental, mientras que en los sectores oriental y meridional es suboceánico a causa de una influencia marítima más acusada. En cotas bajas el clima es húmedo templado sin ningún mes estival. En cotas superiores a los 1.500 m puede considerarse subalpino pasando a alpino en cotas superiores a los 1.700 m.

4.2. ANTECEDENTES

La investigación geomorfológica en los Pirineos orientales se remonta al siglo XIX, y la cantidad de trabajos es tan relevante que, por lo que afecta a la Hoja de Gósol, pueden agruparse en cinco líneas de investigación:

- Génesis del relieve (superficies estructurales, de erosión y de karstificación).
- Glaciarismo.
- Procesos gravitacionales.
- Dinámicas hidrológicas.
- Edafología.

Las superficies de erosión somitales y las formas glaciares (circos y valles) son básicamente las características geomorfológicas a destacar, pero interesan indirectamente al territorio de

la Hoja ya que los trabajos modernos se centran más al norte, 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 o en las cercanías del espacio ocupado por la Hoja de Gósol.

4.2.1. Génesis del relieve

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 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*). Algunos de los trabajos a destacar son: BABAUULT *et al.* (2005, 2009), GUNNELL *et al.* (2008), CALVET y GUNNELL (2008), CALVET *et al.* (2011a), TURU *et al.* (2011b) y BOSCH *et al.* (2015).

4.2.2. Glaciarismo

En las cuencas altas del Segre y del Llobregat, el glaciarismo también es estudiado por la mayoría de los autores clásicos citados en el epígrafe anterior, a los que se puede añadir, por ejemplo, CHEVALIER (1906), NUSSBAUM (1946, 1956), ZANDVLIET (1960) y SOLÉ SUGRAÑES (1973b). En la década de los años 70 se inicia ya una etapa sistemática de estudios glaciares, en los que ya se dispone del ^{14}C : MARTÍ-BONO (1974), CHEVRIER-MAGNÉ (1975), CLOTET (1979), SERRAT (1979, 1980), PRAT (1980), GÓMEZ-ORTIZ (1981), CLOTET *et al.* (1984) y GÓMEZ-ORTIZ (1987). Algunos de estos trabajos citan formas glaciares en la sierra del Cadí e incluso en el macizo del Pedraforca. SERRAT *et al.* (1994) presentan una síntesis cartográfica del glaciarismo de los Pirineos orientales.

Una tercera etapa llega con la introducción gradual de métodos de análisis absolutos: radiometría, termocronología, luminiscencia óptica y, especialmente, isótopos cosmogénicos. En la argumentación del glaciarismo antiguo cabe citar a GÓMEZ-ORTIZ y FRANCH (1994), CALVET (1998), HUGHES *et al.* (2006) y TURU y VIDAL-ROMANÍ (2014). Las tasas de erosión glaciaria son abordadas por DELMAS *et al.* (2009) y PALLÀS *et al.* (2010). En 2011 se realiza en Andorra el 1er Simposio de Glaciarismo en el marco de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario. TURU *et al.* (2011a), DELMAS (2015), CREST *et al.* (2017), ANDRÉS *et al.* (2018) y TOMKINS *et al.* (2018) actualizan la cronología del LGM ("Last Glacial Maximum") y la posterior deglaciación. TURU *et al.* (2017) y JOMELLI *et al.* (2020) se centran en el periodo Tardiglaciario y el Holoceno. Trabajos de síntesis sobre el glaciarismo pirenaico se encuentran en CALVET *et al.* (2011b) y OLIVA *et al.* (2019).

4.2.3. 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, 1984a, b), COROMINAS y MORENO (1988), GALLART y CLOTET (1988), COROMINAS y ALONSO (1990), COROMINAS (1995) y COROMINAS et al. (1999). CLOTET et al. (1985) elaboran un mapa de riesgos geológicos del *Parque Natural del Cadí-Moixeró*. Sucesivos episodios de lluvias ocurren en 1987, 1994, 1996, 1997, 2008 y 2020, que remobilizan los antiguos deslizamientos o causan otros nuevos, como el de Cava, al noroeste del Cadí (MOLINA et al., 1997) o los ejemplos reportados por PORTILLA et al. (2010) y PORTILLA (2014) 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, como por ejemplo: SANTACANA (2001), MOYA (2002), COROMINAS et al. (2002), HÜRLIMANN et al. (2003), SANTACANA et al. (2003), que elaboran un mapa de susceptibilidad en el área de la Pobla de Lillet (Hoja nº 255), CHEVALIER (2013), CHEVALIER et al. (2013), MICO (2014) y HÜRLIMANN et al. (2016), que presentan mapas de susceptibilidad de la vertiente norte del Cadí, SÁNCHEZ OLMOS (2015), que lo hace de las cuencas altas de los ríos Segre y Llobregat. En el barranco de Tordó, que desciende del macizo del Port del Comte en el margen occidental de la Hoja, MOYA y GARCÍA (2015) utilizan la dendrocronología para determinar la magnitud y frecuencia de los deslizamientos (COROMINAS et al., 2004).

4.2.4. Dinámicas hidrológicas

La cuenca de Vallcebre, situada entre las Hojas de Gósol y la Pobla de Lillet (nº 255), se utiliza como laboratorio para el estudio de la dinámica hidrológica, erosiva y de transporte de sedimento en una cuenca de montaña mediterránea. Se trata de un proyecto de investigación científica de la *Universitat de Barcelona*, que se inicia en 1989 siguiendo la metodología establecida por la IAHS ("*International Association of Hydrological Sciences*"), y que da lugar a numerosas publicaciones, como por ejemplo: LLORENS (1991), BALASCH et al. (1992), REGÜÉS (1995), REGÜÉS et al. (1995), GALLART et al. (1997, 2002, 2005a), BALASCH (1998), LATRON et al. (2000, 2003), LATRON (2003), REGÜÉS y GALLART (2004) y LLORENS et al. (2018). La cuenca de Vallcebre (junto con los deslizamientos de la Coma y Vallcebre) son objeto de una salida de campo de la VI Conferencia Internacional de Geomorfología (GALLART et al., 2005b).

4.2.5. Edafología

Cabe destacar también los estudios de suelos que se llevan a cabo en la Cerdanya, en el ámbito de las Hojas septentrionales, por parte de la *Universitat de Lleida* (por ejemplo, POCH y LLOBET, 2010 y POCH et al., 2013). Aunque no se va a desarrollar esta línea de investigación, se incluye su cita por la influencia que las rocas calizas de la sierra del Cadí aportan a los suelos situados en el margen sur del río Segre. Estos suelos, por su composición carbonática, se muestran menos evolucionados que los suelos de la misma edad más septentrionales.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.3.1. Estudio morfoestructural

4.3.1.1. Unidades morfoestructurales

En la Hoja pueden diferenciarse dos grandes conjuntos morfoestructurales:

- Una estrecha franja, al norte de la sierra del Cadí, de relieves desarrollados sobre materiales paleozoicos del basamento, al sur del río Segre. Se preservan restos de superficies de erosión en las partes altas.
- El resto de la Hoja, formada por los relieves mayoritariamente estructurales de las grandes sierras: Cadí, Pedraforca, Port del Comte, Verd, Ensija, desarrollados en materiales de la cobertera mesozoica y cenozoica. Cada una de estas sierras conforma una unidad de volumen de relieve individualizada y se encuentra separada de las contiguas por límites estructurales, cuyo reflejo morfológico se corresponde con áreas topográficamente deprimidas, donde se instalan los ejes de drenaje y las formaciones aluviales y coluviales.

Los grandes volúmenes del relieve se describen por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica. Morfológicamente, esta configuración ha sido esculpida por los agentes externos, generándose relieves de tipo estructural, asociados tanto a disposiciones monoclinales como tabulares, con desarrollo de superficies estructurales.

– **Sierra del Cadí**

La sierra del Cadí presenta un perfil asimétrico, con escarpes hectométricos en su vertiente norte y plataformas estructurales en su vertiente sur. Las zonas somitales se encuentran biseladas por una superficie de erosión que se sigue, por encima de la cota 2.200 m, a lo largo de toda la unidad, y que presenta una leve pero clara inclinación hacia el sur. Hacia el este, en dirección al macizo del Moixeró (Hoja de la Poble de Lillet, nº 255), se pierde la superficie de erosión apareciendo relieves monoclinales con desarrollo de superficies estructurales.

La vertiente norte de la sierra del Cadí presenta canchales en las cotas altas que pasan a vertientes coluviales importantes, con facies aluviales en las cotas bajas. En ambas vertientes se reconocen morfologías y formaciones glaciares, aisladas en valles colgados respecto a la red de drenaje.

– **Macizo del Pedraforca y sierra de Cloterons**

Estas unidades ocupan una posición central en la Hoja. El macizo del Pedraforca muestra un relieve abrupto, con desniveles subverticales de cientos de metros, tanto en su vertiente norte como sur, presentando dos crestas somitales (Pollegó superior-el Calderer y Pollegó inferior) que le confieren su singularidad (“forca” es horca en catalán). Entre ambas se sitúan canchales que pasan en cotas bajas a conos aluviales o coluviones de vertiente. El macizo del Pedraforca queda separado de la sierra de Cloterons por la Coma (Gósol), un ancho valle de dirección norte-sur, recubierto por materiales aluviales

en las cotas bajas que lateralmente pasan a coluviones de vertiente. Destaca la colada de bloques de su vertiente oriental y el abanico aluvial del torrente de Rubinat en su vertiente sudoeste.

La sierra de Cloterons se encuentra biselada por una superficie de erosión levemente degradada, elaborada sobre calizas karstificadas, que se encuentra limitada por escarpes estructurales perimetrales subverticales. La terminación occidental de la sierra presenta como subunidad el monoclin de Solà de Mola (1.876 m) cuya vertiente sur se halla cubierta por canchales. Las vertientes que dominan los valles de Josa y de Mola, al oeste y sur de la sierra, respectivamente, presentan coluviones y deslizamientos en masa del sustrato. Al norte de la sierra, dominando el alto valle de Josa, la subunidad de la Roca del Millet (1.901 m) muestra relieves estructurales escarpados con poco desarrollo de plataformas estructurales.

– **Sierras del Cadinell y Puig Galliner-Roc de l'Àliga**

Esta unidad se sitúa entre las sierras del Cadí y de Cloterons, limitada por los valles de los torrentes de Ribanegra y Jovell (al norte) y de los ríos de Josa y Mola (al sur). Estructuralmente pueden considerarse dos subunidades, el Cadinell y la alineación Puig Galliner-Roc de l'Àliga (1.876-1.662 m).

La sierra del Cadinell es un relieve monoclin con escarpe al norte y un amplio desarrollo de una superficie estructural orientada e inclinada al sur. La subunidad Puig Galliner-Roc de l'Àliga muestra en su parte superior una superficie de erosión degradada en torno a la cota 1.700 m, y sus vertientes exhiben un relieve complejo dominado por escarpes estructurales y canchales en la zona alta, con vertientes coluviales en cotas inferiores.

– **Macizo del Port del Comte**

La unidad del Port del Comte aparece parcialmente representada ya que se adentra en la Hoja meridional de Sant Llorenç de Morunys (Hoja nº 292). Muestra un modelado estructural con pliegues laxos cuyos ejes anticlinales han sido levemente vaciados y presenta escarpes estructurales en las capas duras así como anchas plataformas estructurales en el margen septentrional de la unidad. El desarrollo de formas kársticas es muy importante en torno a la Tossa Pelada (2.378 m) con desarrollo de dolinas ("bòfias") y uvalas. Con toda probabilidad el macizo del Port del Comte fue biselado por una superficie de erosión de la que sólo quedan restos, en torno a la cota 2.000 m, en la parte más meridional de la unidad.

El límite oriental de la unidad coincide con el valle alto del río Cardener. La vertiente que domina el margen derecho del río muestra un movimiento en masa (>1 km² de extensión) que involucra sustrato rocoso. Su cabecera se sitúa debajo del escarpe estructural sobre el que se asienta la estación de esquí de Port del Comte, y se encuentra recubierta de canchales. Desde la cabecera hasta el curso actual del río toda la vertiente ha sido afectada por el movimiento, incorporando movimientos superficiales, más modernos, como la colada de derrubios generada durante las lluvias de 1982.

– Sierra del Verd

La unidad de la sierra del Verd, en el centro sur de la Hoja, queda individualizada por límites estructurales por donde discurren, al norte, los ríos Aigua de Valls y la Mola, al este, el río Aigua de Valls que lo separa de la sierra de Ensija, y al oeste por el valle del río Cardener.

La parte central de la unidad presenta relieves tabulares con múltiples líneas de capa así como restos de una superficie de erosión sobre la cota 2.200 m, que muestra un remodelado kárstico identificándose una gran dolina. Entre el río Cardener y el Cap del Verd (2.282 m), abruptos escarpes y pequeñas plataformas dominan el paisaje, interpretados como un conjunto de láminas cabalgantes paralelas al curso del río.

La parte meridional de la unidad presenta una abrupta vertiente con escarpes estructurales, algunos ruñiformes, recubierta por canchales en las cotas altas que pasan a vertientes coluviales en las bajas. El Mosoll, afluente del río Cardener, recoge las aguas.

El extremo noroccidental de la unidad se encuentra drenado por el río de Mola, subsidiario del río de la Vansa. En Canals del Verd se identifica un antiguo movimiento en masa ($>1 \text{ km}^2$ de superficie) que involucra al sustrato. Los materiales deslizados rellenan el valle del Clot de la Plana y un ancho canchal recubre la zona de cabecera.

– Sierra de Ensija

La unidad de la sierra de Ensija se sitúa en la esquina suroriental. La morfología refleja la existencia de una estructura antiforme con terminación periclinal. Diversas plataformas estructurales modeladas en “chevron” (acordeón) dibujan el arco periclinal, también indirectamente marcado por antiguas explotaciones de carbón a cielo abierto, que en la actualidad se encuentran restauradas. La zona cimera presenta una superficie estructural flanqueada por cornisas o escarpes y biselada en su parte superior por una superficie de erosión a cota 2.200 m.

4.3.1.2. Formas estructurales

Las **superficies o plataformas estructurales**, como las que aparecen en la vertiente sur de la sierra del Cadí y en la sierra de Ensija, están definidas por rellanos y rampas regulares y reflejan una capa competente, que puede aflorar o estar recubierta por un suelo, por formaciones superficiales o por capas menos competentes sobrepuestas. Existen superficies estructurales en calizas (1) y en materiales detríticos (2).

Los límites de las superficies estructurales pueden ser abruptos, mostrando cornisas que se denominan **escarpes estructurales** (3 y 4). Los escarpes no están vinculados necesariamente a una plataforma (macizo del Pedraforca, vertiente norte de la sierra del Cadí). En la cartografía se diferencian atendiendo a su tamaño y contexto estructural.

Las **crestas** (5) responden morfológicamente a divisorias de aguas. Las crestas son estructurales cuando son agudas y vienen definidas por una litología dura en el sustrato, además de estar

controladas por direcciones estructurales. Los **cerros cónicos** (6) son formas residuales de origen estructural que suelen registrar una superficie estructural desmantelada.

Las **líneas de capa** (7) se generan por la intersección de las capas con la topografía dando lugar a trazados rectilíneos o curvos, y se relacionan genéticamente con los escarpes estructurales. Las líneas de capa en acordeón o dientes de sierra ("**chevrons**") (8) se originan en superficies estructurales inclinadas.

Los relieves ruiformes o **torres rocosas** (9) y las **barras rocosas** (10) son formas tales como su nombre indica. Cuando los trazados rectilíneos, alineamientos de drenajes, saltos topográficos, etc. permiten identificar la traza de una fractura se utiliza la forma **fracturas con expresión morfológica** (11), como por ejemplo, el borde oriental de la sierra del Verd.

4.3.2. Modelado y formaciones superficiales

Los principales procesos geomorfológicos que han modelado el relieve de la Hoja son los de aplanamiento y karstificación, seguidos de los de origen glaciar, gravitacional y fluvial.

Las formaciones superficiales tienen una representación cartográfica reducida y no alcanzan espesores importantes. El abrupto relieve y la pronunciada incisión de la red fluvial constituyen factores desfavorables para su generación y preservación, en consecuencia, la mayor parte de formaciones se distribuyen en laderas, correspondiendo a coluviones, glaciares y abanicos.

En el Mapa geomorfológico se han representado un total de 35 formas del relieve (1 a 35), entre las que se incluyen 12 formaciones superficiales (**a** a **l**). Estas formaciones tienen sus equivalentes unidades cartográficas en el Mapa geológico (79 a 92), por lo que su descripción detallada se realiza en el epígrafe 2.4. *Cuaternario*.

4.3.2.1. Formas de ladera

En la actualidad predominan los procesos de erosión sobre los de acumulación, favorecidos por las fuertes pendientes, que asimismo propician el desmantelamiento de las formaciones superficiales. Gran parte de las vertientes son estructurales y sólo algunas presentan acumulaciones discontinuas, entre las que se reconocen:

- **Coluviones** (12) (formación **b**, unidad cartográfica 85). Son las formaciones superficiales más abundantes y, aunque parecidos en su morfología externa, varían internamente en función del material acumulado, tamaño de los cantos, ordenamiento interno, porcentaje de matriz y morfoscopia.
- **Canchales** (13) (formación **c**, unidad cartográfica 90), y acumulaciones caóticas de bloques, poco representables a la escala de la cartografía.
- **Deslizamientos y masas desprendidas** (15) (formación **a**, unidad cartográfica 86). Los deslizamientos movilizan grandes fragmentos del sustrato que se identifican por sus disposiciones y buzamientos anómalos, y muestran **cicatrices** (14) en sus cabeceras en forma de escarpes más o menos degradados, en función de su antigüedad, y suelen presentar coluviones o canchales a sus pies. En algunos casos se mantiene la estructura

de los materiales caídos y es fácil su confusión con el sustrato, en otros casos quedan totalmente desorganizados y caóticos.

- **Bloques desprendidos** (16) (formación **a**, unidad cartográfica 87), de litología variada en función del sustrato, siendo predominantes los elementos de calizas garumnienses.

4.3.2.2. *Formas fluviales*

La accidentada orografía de la Hoja facilita el desarrollo de los procesos de erosión fluvial frente a los de acumulación, en consecuencia, las formaciones superficiales de origen fluvial se distribuyen de forma discontinua a lo largo de los valles de los principales ríos, y su cartografía permite una caracterización detallada de la red de drenaje. Se han cartografiado las siguientes formaciones superficiales:

- **Terrazas fluviales y fondo de valle** (17) (formación **f**, unidad cartográfica 91). En el fondo de los valles de los cursos importantes se encuentran estrechas franjas de sedimentos de lechos activos, pequeños conos de deyección y terrazas bajas, agrupados cartográficamente. A menudo enlazan lateralmente con coluviones, que también suelen recubrirlos.
- **Terrazas altas** (18) (formación **e**, unidad cartográfica 82). Son terrazas colgadas, cuyo escarpe se sitúa a más de 20 m sobre el nivel fluvial actual, dejando al descubierto el sustrato en la parte inferior.
- **Abanicos y conos aluviales antiguos** (19) (formación **e**, unidad cartográfica 83). Son formaciones de poca extensión, disectadas por la erosión fluvial reciente, pero que pueden conservar la morfología de abanico. También forman retazos colgados a cotas variables respecto al nivel fluvial actual. Un ejemplo particular son las **gravas de Tuixén** (formación **d**, unidad cartográfica 79).

En los **barrancos** laterales de los valles la forma erosiva dominante es la **incisión lineal** (20), que se produce cuando las aguas de escorrentía se concentran a lo largo de un eje de drenaje. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle de profundidad hectométrica, individualizados por **aristas en interfluvios** (21). Las **cárcavas** (22) son frecuentes en los materiales poco competentes, por ejemplo, en las lutitas de las facies garumnienses, en torno a Saldes. Cuando la incisión progresa en rocas duras se desarrollan **cañones** (26) y **cascadas** (23). La naturaleza kárstica del relieve propicia **fuentes y manantiales** (24), abundantes y caudalosas (véase el epígrafe 7.4.3.2. *Características hidrogeológicas y uso del agua*). Las terrazas fluviales forman planicies o presentan ligera pendiente hacia el río, sobre el que se encuentran a un nivel superior formando un **escarpe de terraza** (25).

4.3.2.3. *Formas poligénicas*

Entre las formas poligénicas se consideran los **escarpes** (27), las **superficies de erosión** (29) y, como formación superficial, los **glacis** (28).

Las superficies de erosión se manifiestan porque las capas del sustrato están biseladas, por ejemplo en las cumbres de las sierras del Cadí, Ensija, Verd y Cloterons. Constituyen retazos y muestran variabilidad altitudinal, factor que puede deberse a la existencia de más de una superficie, a deformaciones tectónicas posteriores a su génesis (fracturas, basculamientos), a desniveles previos importantes (existencia de un paleorelieve) y a retoques erosivos posteriores.

Los **glacis** (28) (formación **g**, unidad cartográfica 84) tienen un desarrollo importante y representan formas de enlace entre los escarpes estructurales y los fondos de valle o terrazas. La presencia de glacis escalonados o encajados denota la repetición cíclica de su proceso de formación. Los depósitos cubren áreas de pequeña extensión, presentan techo plano levemente inclinado y escarpes incididos, a veces muy degradados.

Un caso particular lo constituyen los **glacis-terrazza** (formación **h**, unidad cartográfica 80). Estas formas se denominan así cuando los glacis enrasan con terrazas, formando una sola unidad morfológica, como ocurre con las brechas de Josa y Cornellana.

4.3.2.4. Formas glaciares

Las formaciones superficiales glaciares son **"tills"** (30) (formación **i**, unidad cartográfica 88), que se interpretan como morrenas laterales y frontales, aunque en algunos casos pueden ser cordones de nivación. Muy localmente se reconocen **limos glaciolacustres** (30) (formación **j**, unidad cartográfica 89). Las formas cartografiadas corresponden a **circos glaciares** (31).

4.3.2.5. Formas kársticas

El modelado kárstico es relevante en las sierras del Port del Comte, Cloterons, Cadí y del Verd por su composición caliza. El exokarst está bien representado en forma de **dolinas, uvalas y campos de dolinas** (32 a 34 respectivamente). De forma análoga a otras zonas de los Pirineos, existe una asociación areal directa entre estas formas y los aplanamientos o superficies de erosión, como en las sierras del Cadí y de Cloterons, donde están afectadas por lapiaces más o menos expuestos. En el macizo del Port del Comte la densidad de formas kársticas desfigura completamente antiguas superficies de erosión.

La formaciones kársticas se reducen a **"terra rossa"** (formación **k**, unidad cartográfica 81), que **sólo** se ha cartografiado al noroeste de la sierra de Ensija, pero abundan las dolinas de poca entidad con relleno kárstico.

4.3.2.6. Formas antrópicas

Se consideran formaciones antrópicas las superficies remodeladas como consecuencia de la **restauración de huecos mineros** (35) (formación **l**, unidad cartográfica 92).

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 (circos y valles).

- 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. 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 *et al.*, 1994). En el alto valle del Segre se han descrito hasta cuatro superficies de erosión situadas a diferentes cotas (véase por ejemplo, HARTEVELT, 1970, y las referencias allí citadas), si bien las dos inferiores se asocian a las terrazas altas del sistema Segre-Valira (TURU y PEÑA, 2006). En el ámbito de la Hoja se han cartografiado retazos de superficies de erosión, altamente karstificadas, en las cumbres de las sierras del Cadí, Muga, Cloterons, Verd y Ensija (véanse los cortes del Mapa geomorfológico).

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. En un sentido similar, ULLASTRE y MASRIERA (2004a) relacionan la superficie de erosión de la cumbre del Cadí, con la base de los conglomerados de la sierra de la Portella (unidad 77).

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 8).

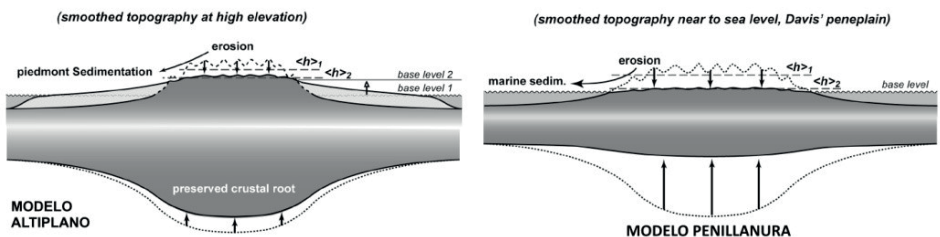


Figura 8. Modelos de desarrollo de superficies de aplanamiento en cadenas montañosas. $\langle h \rangle_1$: altitud media inicial, $\langle h \rangle_2$: altitud media final. De BABAULT *et al.* (2009). En el modelo penillanura la litosfera se representa muy adelgazada, tal como se deduce de datos magnetotélúricos que sitúan el Moho de los Pirineos orientales a escasos 20 km de profundidad (GUNNELL *et al.*, 2008), contrariamente a lo que ocurre en los Pirineos centrales donde la raíz litosférica está presente (POUS *et al.*, 1995).

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 9), puesto que identifican una firma termocronológica idéntica en los planos ahora situados a altitudes muy diferentes.

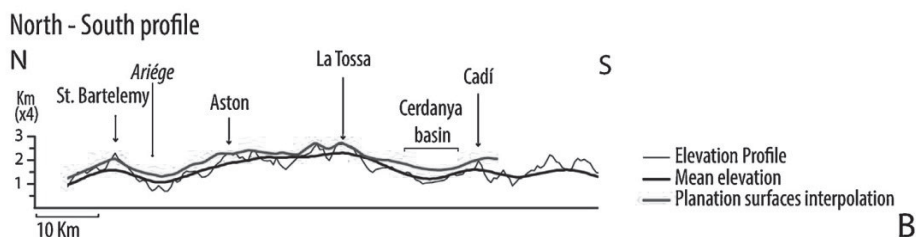


Figura 9. Perfil norte-sur del altiplano restituído de los Pirineos orientales, según BOSCH *et al.* (2015). El perfil llega hasta la sierra del Cadí en su extremo sur, pero fácilmente puede extrapolarse hasta las sierras del Verd, de Ensija y el macizo de los Rasos de Peguera, que serían los relieves 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 8) sostenido ya por de SITTER (1952), en el que la superficie adquiere su posición actual por un levantamiento tectónico. 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); la superficie inferior se sitúa a cotas entre 300 y 600 m y se forma probablemente durante el Mioceno medio. Las bajas tasas de erosión glacial dan argumentos a DELMAS *et al.* (2009) para justificar la preservación de estas superficies pre-glaciares.

El levantamiento tectónico, que tendría lugar durante el Mioceno superior (entre ~10 y 7 Ma), es el que aporta un relieve joven al orógeno con la formación de bloques: Carlit-Campcardós-la Tossa, Puigmal-Tosa d’Alp; y fosas: Valira del Nord, la Seu d’Urgell, Cerdanya (CALVET *et al.*, 2014; TURU y VIDAL-ROMANÍ, 2014). A partir de la secuencia de producción de isótopos cosmogénicos, estos últimos geomorfólogos ponen en evidencia un posible desarrollo glacial a los 6 Ma en el valle del Valira del Nord.

Durante el Mioceno superior, la cuenca endorreica terciaria del Ebro se abre al Mediterráneo. GARCÍA-CASTELLANOS y CRUZ LARRASOÑA (2015) sitúan la apertura entre 12 y 7,5 Ma,

aunque algunos geólogos la sitúan 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

4.4.2.1. Glaciarismo antiguo (Pleistoceno medio)

Durante el Pleistoceno tienen lugar las glaciaciones, que se calcula que se inician hace alrededor de 1.100.000 a. Con la aparición de los métodos modernos de datación, principalmente isótopos cosmogénicos, se utiliza el término "ka" para indicar los miles de años transcurridos hasta la fecha de la datación. A nivel de los Pirineos meridionales, el elemento geomorfológico más antiguo tiene una edad de ~263 ka (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2013; OLIVA *et al.*, 2018). Si bien hasta hace unos años se pensaba que prácticamente sólo se reconocían formas del último ciclo glacial (por ejemplo, BORDONAU, 1992), actualmente son muchos los trabajos que describen y datan formas de glaciaciones antiguas, que de hecho habrían tenido una mayor extensión (Figura 10). En adición, la acción erosiva de los glaciares del último ciclo glacial fue baja, atendiendo a los procesos paraglaciares como los responsables del ensanchamiento de las cabeceras glaciares (TURU *et al.*, 2011b; DELMAS *et al.*, 2015).

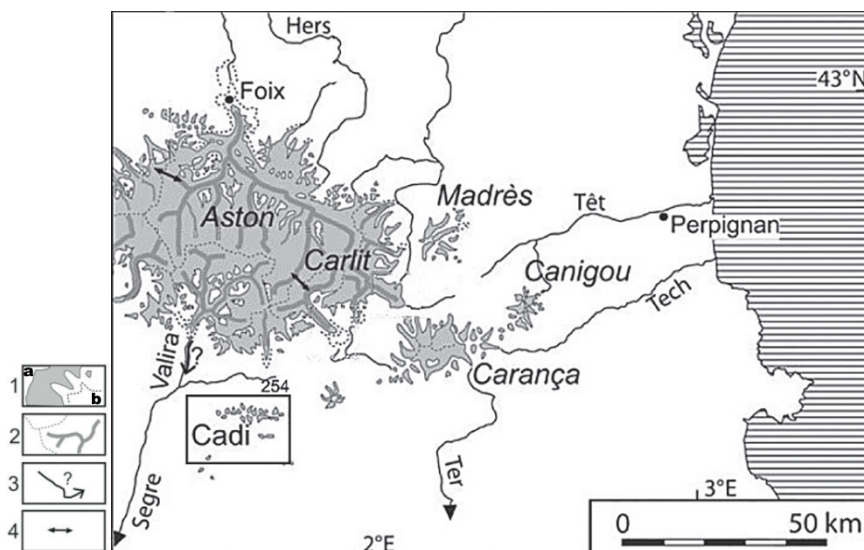


Figura 10. Síntesis cartográfica de la glaciación pleistocena de los Pirineos orientales. 1: Áreas glaciares; a: durante el último ciclo glacial; b: durante el Pleistoceno medio. 2: Crestas y cabeceras supraglaciares. 3: Posible extensión de los valles glaciares pleistocenos. 4: Collados de transferencia. De CALVET *et al.* (2011). El rectángulo indica la situación de la Hoja.

En este sentido, CLOTET *et al.* (1984) describen depósitos glaciares al norte y este del macizo del Pedraforca (Saldes, Serra Pedregosa-Gresolet y Coll de Fumanya), que atribuyen a glaciaciones antiguas. El origen glaciar de estos depósitos, basado principalmente en la morfoscopía de los cantos, no queda reflejado morfológicamente. Esta característica, y la altitud a la que se sitúan, entre 1.100 m y 1.600 m, han conllevado a que sean considerados de origen poligénico en la presente cartografía. En la Cerdanya-Capcir, CALVET (1998, 2004) reporta posibles "tills" muy alterados situados en cotas bajas, que considera que podrían pertenecer a la parte inferior del Pleistoceno medio.

TURU y PEÑA (2006) y TURU *et al.* (2011a), mediante luminiscencia óptica, relacionan las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (a pocos km al noroeste de la Hoja) con depósitos morrénicos que superan la técnica de datación, y de los que obtienen un valor numérico de 125.000 a (Pleistoceno medio). Los depósitos más antiguos incluso pueden remontarse al Pleistoceno inferior, pudiéndose correlacionar con la máxima extensión glacial del Valira que se estima en 46,5 km, sobrepasando en 3,5 km al glaciar del último ciclo glacial. La actividad paraglaciar se habría ocupado de ensanchar los valles en la descompresión de los mismos después de cada retroceso glaciar, mientras que las sucesivas fases glaciares del Pleistoceno retocan el relieve y reciclan los sedimentos alojados en los fondos de los valles.

4.4.2.2. El último ciclo glacial (Pleistoceno superior)

En los Pirineos orientales, el inicio del ciclo glacial se sitúa en los 90 ka en la vertiente norte (BAKALOWICZ *et al.*, 1984). En la vertiente sur, hay constancia de que los glaciares adquieren su máxima extensión (MIE, "Maximum Ice Extent"), entre 76,5-49 ka en la Cerdanya y antes de los 59 ka en Andorra (PALLÀS *et al.*, 2010; TURU, 2011). Existen evidencias de recesión glaciar antes de los 40 ka y una nueva expansión glaciar a los 32 ka (JALUT y TURU, 2008; TURU *et al.*, 2017). El MIE está bien registrado en la Cerdanya, donde coincide con el último máximo glacial del hemisferio norte (LGM, "Last Glacial Maximum"), entre 23-20 ka (GÓMEZ ORTIZ *et al.*, 2011; TURU *et al.*, 2011a).

Durante el MIE, los glaciares son los agentes modeladores a cotas superiores a los 1.800 m (Figura 11), aunque tienen más desarrollo en el sector septentrional de los Pirineos, probablemente debido al aporte de humedad desde el océano Atlántico. La influencia del mar Mediterráneo es importante en los Pirineos orientales durante la deglaciación (TURU, 2017), que se inicia pasados los 19 ka y facilita el depósito de morrenas entre 17-15 ka y 13-11,5 ka (DELMAS, 2015). El fin de la glaciación se estima en Andorra en ~9,8 ka (TURU, 2011).

En la vertiente norte de la sierra del Cadí, BOISSEVAIN (1934) y MARTÍ-BONO (1974) describen dos arcos morrénicos de formas netas, uno en Prat de Cadí, procedente de la Roca Plana y otro entre Prat d'Aguiló y el Pla de la Creu, procedente de Comabona. En la vertiente sur, se identifican al menos cinco grupos de acumulaciones con morfologías alargadas que pueden ser interpretadas como morrenas, algunos de los cuales ya son descritos por CLOTET *et al.* (1984): al sureste de la Torre de Cadí, al sur de Tancalaporta y al sur de Comabona, donde se preserva el circo glaciar. Estas morfologías y depósitos morrénicos se sitúan en valles de cabecera a alturas casi siempre superiores a 2.000 m. Una acumulación similar, aunque de morfología no

tan clara, se sitúa en el Coll de Jovell (1.800 m). PALLÍ y ESTALRICH (1981) reportan morrenas en la estación de esquí de Port del Comte (1.800-1.900 m).

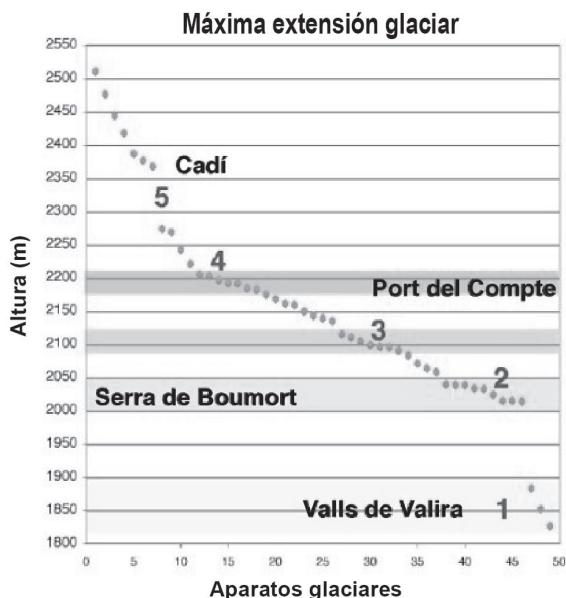


Figura 11. Cálculo de la ELA ("Equilibrium Line Altitude") o altura a partir de la cual habría acumulación neta de nieve para cada aparato glaciario, durante el MIE (máxima extensión de hielo). Los escalones del 1 al 5 varían en función, no sólo de la altura, sino también de la orientación y la superficie de las distintas cuencas de alimentación. En el escalón 4 se sitúan los glaciares del macizo del Port del Comte. Algunos glaciares alojados en la sierra del Cadí se situarían en el escalón 4, pero la mayoría en el 5. De TURU (2013).

En las cotas más inferiores, el Pleistoceno se caracteriza por la acumulación de glaciares, conos aluviales y terrazas altas, que dan lugar a unidades como las gravas de Tuixén y las brechas de Cornellana y Josa. La karstificación sigue activa con la formación de "terra rossa".

4.4.3. Holoceno

El Tardiglacial y el inicio del Holoceno se manifiestan de forma parecida en ambas vertientes de los Pirineos orientales (TURU *et al.*, 2011a; ANDRÉS *et al.*, 2018; JOMELLI *et al.*, 2020). Es durante esta fase tardiglacial que se desarrollan los glaciares rocosos, producto del hielo tapado por la acumulación de fragmentos rocosos generados por gelifracción y procesos para-glaciares, formando multitud de lóbulos al fondo de los circos glaciares, que pueden reactivarse durante las fases frías.

El intervalo Pleistoceno-Holoceno registra el depósito de coluviones, masas y bloques desprendidos, deslizamientos, que pueden ser de orden hectométrico, y "tills" glaciares. Durante el

Holoceno, caracterizado por la deglaciación, los procesos fluviales son notorios con la consiguiente removilización de morrenas glaciares. La escasa sedimentación consiste en limos glaciolacustres, depósitos de fondo de valle, terrazas bajas, conos aluviales y canchales.

En los últimos años adquieren protagonismo las dinámicas de vertientes, como los deslizamientos y las corrientes de derrubios, que responden a períodos de intensas lluvias. No obstante, cabe considerar también la importancia de los movimientos sísmicos en la génesis de deslizamientos. En este sentido, GASCÓN y TURU (2011) documentan un deslizamiento en Andorra que relacionan con los terremotos del siglo XV, con epicentros en los Pirineos más orientales.

Un inventario de movimientos de masas en las cabeceras del río Llobregat, algunos de los cuales se describen 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

Los procesos actuales están relacionados con el régimen nival, pluvial y fluvial, y sus efectos como son:

- Las corrientes de derrubios, deslizamientos y movimientos de ladera en general y, en menor medida, las caídas de bloques desde los escarpes estructurales.
- La erosión y el transporte de sedimento, principalmente de los terrenos lutítico-margosos.

4.5.1. Corrientes de derrubios y deslizamientos: Mapas de susceptibilidad

Los movimientos de ladera constituyen un fenómeno relativamente frecuente en los Pirineos centrales y orientales (Figura 12). Tras el episodio de lluvias de 1982, se reportan multitud de movimientos en los municipios de Saldes y, especialmente, Gósol y la Coma i la Pedra, entre ellos la colada fangosa de la Coma (CLOTET y GALLART, 1984; COROMINAS y MORENO, 1988). Véase el epígrafe 8.14. *Colada fangosa de la Coma*. También se reportan deslizamientos en las vecinas Hojas de Sant Llorenç de Morunys (nº 292) y la Pobla de Lillet (nº 255), la mayoría de ellos catalogados como corrientes de derrubios. El portal web LLISCAT (2020) sitúa cada uno de ellos con sus referencias.

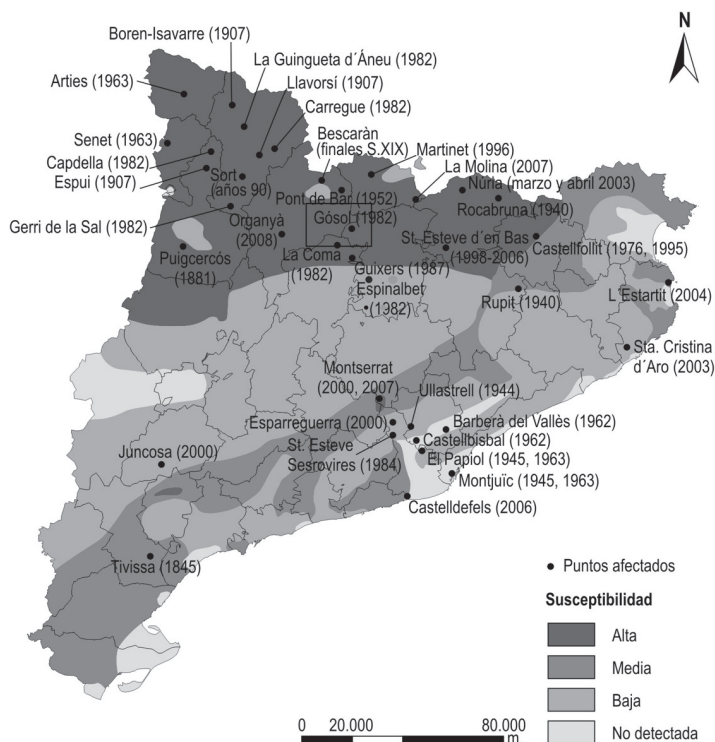


Figura 12. Mapa de susceptibilidad a los deslizamientos en Catalunya, con la localización de los mayores acontecimientos con daños registrados en algún momento de la historia (VILAPLANA, 2008). El recuadro indica la situación de la Hoja.

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). Como ilustración se incluye un mapa de susceptibilidad de las cuencas altas de los ríos Segre y Llobregat, y un ejemplo más concreto de la zonación de susceptibilidad de la vertiente norte de la sierra del Cadí

4.5.2. Erosión y transporte de sedimento: Dinámica hidrológica de una cuenca de montaña mediterránea

Los procesos hidrológicos se vienen estudiando sistemáticamente en la cuenca de Vallcebre (Hoja de la Pobra de Lillet, nº 255) desde 1988. Se han utilizado aproximaciones metodológicas complementarias, tales como mediciones hidrométricas distribuidas, trazadores ambientales

y modelización hidrológica con la finalidad de mejorar la comprensión de la respuesta de las cuencas mediterráneas y proporcionar nuevos conocimientos válidos para evaluar los efectos de cambio global en los recursos hídricos de estas cuencas. Treinta años de observaciones de los procesos hidrológicos en las cuencas de investigación de Vallcebre han permitido comprender no sólo su respuesta hidrológica, sino también los principales procesos hidrológicos y de erosión propios de las cuencas mediterráneas.

LLORENS *et al.* (2018) exponen los resultados obtenidos sobre los procesos ecohidrológicos, la respuesta hidrológica, los procesos de generación de escorrentía, la erosión y el transporte de sedimentos, que se resumen en: (1) la crucial importancia de la variabilidad temporal de las precipitaciones en los procesos hidrológicos; (2) el papel fundamental de la cubierta forestal en la reducción del contenido hídrico del suelo; (3) la marcada influencia de las condiciones de humedad antecedentes en la generación de escorrentía y su efecto en las diferentes respuestas hidrológicas; (4) la contribución dominante de las aguas preexistentes durante las crecidas; (5) la importancia que tienen sobre la erosión los procesos de hielo-deshielo en las áreas de “badlands” y el papel de las tormentas convectivas de verano en el transporte de sedimentos.

5. PETROLOGÍA

5.1. TRAQUIANDESITAS (1)

En el cuadrante noroeste de la Hoja aflora un dique traquiandesítico intruido a favor de una fractura de dirección NNO-SSE, tiene 1 km de longitud y una anchura máxima de unos 200 m y, de norte a sur, corta la parte superior de las lavas andesíticas estefanienses de la unidad Gris (17) y la mayor parte de la serie aluvial pérmica, unidades Roja Inferior (21) y Roja Superior (22).

El dique es de color verde oscuro, muestra disyunción columnar bien desarrollada, perpendicular a los bordes de la intrusión, y tiene textura porfídica con unos pocos fenocristales, formada por plagioclasa sódica y, en menor medida, por minerales ferromagnesianos transformados a clorita y óxidos de hierro. Entre los microlitos de plagioclasa de la matriz se observa a menudo cuarzo secundario. Las características geoquímicas indican una cierta afinidad alcalina (GISBERT, 1981), y dado que no alcanza la base del Buntsandstein (unidad 23) su edad se puede atribuir al Pérmico Superior.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La Hoja de Gósol incluye una sucesión estratigráfica relativamente completa, que permite reconstruir una gran parte de la historia geológica del sector oriental de la cadena pirenaica en varias etapas.

6.1. EL CICLO VARISCO (~550-308 MA)

El basamento varisco de los Pirineos registra dos fases de deformación principales que afectan a potentes y variadas sucesiones marinas que, en líneas generales, se presuponen sedimentadas en condiciones de margen pasivo.

6.1.1. Etapa de margen pasivo: Cámbrico-Ordovícico Inferior (~550-475 Ma)

Al inicio del ciclo, el sector donde se localiza la Hoja de Gósol forma parte del fragmento norte del supercontinente neoproterozoico Gondwana. En este sector, durante el Cámbrico-Ordovícico Inferior la sedimentación es, en general, marina siliciclástica, principalmente de tipo flysch. Este período representa un lapso de tiempo sin actividad tectónica remarcable, que sucede a una etapa de magmatismo precámbrico relacionado con la subducción de la fase Cadomiense (~650-550 Ma).

6.1.2. La fase Sárdica: Ordovícico Medio (~475-455 Ma)

Alrededor de los 480 Ma Gondwana inicia su fragmentación, de forma que a finales del Ordovícico Inferior este conjunto sedimentario experimenta un levantamiento, emersión generalizada y erosión, que conducen a la formación de la discordancia Sárdica que conlleva un hiato sedimentario de unos 20 Ma. La deformación se acompaña de actividad magmática que perdurará hasta el Ordovícico Superior.

6.1.3. Etapa de margen pasivo: Ordovícico Superior-Carbonífero Inferior (~455-328 Ma)

El Ordovícico Superior se inicia con un pulso extensional que desarrolla fallas normales y depresiones en un paleorelieve neoproterozoico a ordovícico, sobre el que se dispone en forma de "onlap" una sucesión sedimentaria transgresiva, de tendencia granodecreciente, que comienza con depósitos de abanicos aluviales seguidos de facies siliciclásticas de ambientes marino-someros con intercalaciones calcáreas.

La sedimentación silúrica es arcillosa y anóxica, y fosiliza de forma expansiva y transgresiva los relieves extensionales post-sárdicos. Durante el Devónico Inferior y Medio sigue la sedimentación de carácter marino pero con una paleogeografía compleja reflejada por sucesiones muy variables de calizas, con frecuencia arrecifales, y sistemas siliciclásticos. El Devónico Superior se caracteriza por la presencia de calizas pelágicas condensadas, y los niveles de cherts predominan durante el Carbonífero Inferior.

6.1.4. La fase Varisca: Carbonífero medio (~328-308 Ma)

La sucesión sedimentaria descrita es subsecuentemente afectada por la orogenia Varisca o Hercínica, que abarca unos 20 Ma y conduce a la creación de un nuevo supercontinente, Pangea, resultante de la colisión entre Gondwana y Laurasia. La deformación varisca es polifásica y va migrando hacia el sur y hacia el oeste. Desarrolla foliaciones, metamorfismo regional, magmatismo, domos metamórficos de gneises, pliegues de orden kilométrico y cabalgamientos de vergencia sur. La sedimentación asociada a la orogenia es de tipo flysch.

6.2. EL CICLO ALPINO (~308-23 MA)

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 7; 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, y entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, con sus subsecuentes etapas de post-"rift". La deformación compresiva cenozoica enmascara la estructura extensiva original del margen nord-ibérico.

6.2.1. Primera etapa de "rifting": Carbonífero tardío-Triásico (~308-208 Ma)

La tectónica compresiva que supone la orogenia Varisca da paso a un régimen transtensional de gran escala, enlazado a la fragmentación de Pangea y a la apertura y expansión hacia el oeste del mar del Tethys. Esta nueva tectónica conduce al desarrollo de fosas intramontañosas elongadas de oeste a este, como respuesta a probables movimientos de "strike-slip". Estas cuencas se rellenan desde finales del Carbonífero al Pérmico con depósitos volcánicos alcalinos y sedimentos de origen aluvial y lacustre, en respuesta al progresivo desmantelamiento de la cadena varisca. El volcanismo justifica la presencia de fallas suficientemente profundas como para alcanzar la astenosfera.

La tectónica extensiva se reactiva en el Triásico Inferior, que registra una renovada deposición de capas rojas expansivas de origen aluvial (facies Buntsandstein). La transición de subsidencia tectónica a termal en el Triásico Medio determina la entrada de aguas marinas en las cuencas desde el mar del 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 prosigue con la intrusión de doleritas.

6.2.2. 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 sector más subsidente se encuentra al norte de la sierra del Verd. El Jurásico Medio registra una plataforma poco profunda de calizas oolíticas.

6.2.3. Segunda 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 Albense. El dominio de "rift" hiperextendido se localiza unos 100 km al norte del sector.

El basamento pre-"rift" se fragmenta en numerosas cuencas secundarias, con depocentros marcados y altos sedimentarios, 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, favorable a la generación de carbonatos con los que se rellenan las cuencas, en las que alternan calizas de plataforma y margas. En el sector,

la sedimentación se restringe al fragmento oriental de la cuenca de Organyà, que se convertirá posteriormente en el manto superior del Pedraforca mediante la inversión de sus fallas extensionales.

6.2.4. Etapa de margen pasivo: Cenomaniense-Santonense 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). Las unidades suprayacentes son más irregulares y registran cambios notables de facies y de espesor. El sector más subsidente se localiza en el futuro manto de la sierra del Verd.

6.2.5. Etapa de cuencas de antepaís: Santonense superior-Eoceno medio (~85-47 Ma)

A partir del Santonense 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, que se rellenan con secuencias de somerización desde depósitos turbidíticos a deltaicos y plataformas carbonatadas.

En la unidad del Cadí existe un hiato sedimentario que abarca tres etapas, desde el Triásico Superior hasta el Santonense (~208-85 Ma), estadio en que se reinicia la sedimentación en facies fluvio-deltaicas, sobre las que transgrede una plataforma marina de edad Campaniense. El Maastrichtiense marca una nueva regresión con facies aluviales y lacustres, expansivas, con restos de dinosaurios y abundante vegetación que se convertirá en carbón. A finales del Cretácico Superior se sitúa el emplazamiento del manto superior del Pedraforca (~66 Ma).

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.

6.2.6. La fase Alpina: Eoceno superior-Oligoceno (~47-23 Ma)

El orógeno pirenaico se forma por la deformación contraccional del margen nord-ibérico desde el Santonense 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.

6.3. LA DISTENSIÓN NEÓGENA Y LA 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.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. MINERÍA

En la actualidad no hay ninguna explotación minera activa en el territorio de la Hoja, sin embargo, esta actividad en relación con el carbón ha sido muy importante a lo largo del siglo XX. Otras sustancias que fueron objeto de interés minero en este sector son las mineralizaciones de bauxitas en calizas y dolomías del Jurásico, localizadas en el sector suroccidental, las impregnaciones de minerales de cobre y hierro, concentradas en la parte basal de la serie permotriásica, y las bolsadas kársticas, con minerales de bario, cobre y hierro, emplazadas en calizas del Devónico. MATA PERELLÓ (1990) realiza un inventario de indicios, base documental para el presente epígrafe (Tabla 1).

7.1.1. Minerales metálicos

7.1.1.1. Mineralizaciones de cobre (Cu)

Se trata de impregnaciones de probable origen supergénico, mayoritariamente correspondientes a óxidos de cobre y hierro, que se concentran en conglomerados y areniscas del Pérmico, unidades Roja Inferior y Roja Superior (21 y 22). El mineral principal es la malaquita, acompañada por goethita y calcita, y aparecen también en bajas proporciones, calcopirita, pirita y azurita. En Adraén existe un indicio con mineralizaciones semejantes de cobre que contiene como mineral accesorio, autunita, una mena de uranio, pero presente en muy baja concentración.

7.1.1.2. Mineralizaciones de hierro (Fe)

Los principales indicios de hierro se encuentran en el extremo nororiental y corresponden a mineralizaciones de óxidos de hierro emplazadas en bolsadas kársticas sobre calizas del Devónico (unidades 11, 12 y 13). El mineral principal es la hematites, de aspecto brillante y masivo, se encuentra también goethita y, en proporciones poco importantes, siderita, calcita y cuarzo. Se ha inventariado también un yacimiento aislado de hierro en las pizarras del Silúrico (unidad 8). En este caso la concentración se origina por alteración de las pizarras y está formada por pirita, goethita, hematites, melanterita, calcita y cuarzo.

POBLACIÓN	YACIMIENTO	COORDENADAS LAMBERT		SUSTANCIA
		X	Y	
Bastanist		1042,8	869,7	Cu
Estana		1040,3	869,8	Cu
Ansovell	Mina de Coure	1023,4	869,4	Cu
Ansovell	Molina	1033	869,3	Cu
Cava		1036,5	868,9	Cu
Lletó		10232,3	869	Cu
Adraén		1027,3	867,6	Cu U
l'Inгла	l'Inгла de Dalt	1050,5	869,6	Fe
l'Inгла	Grau	1052,3	870,3	Fe
el Querforadat	Font de Ferro	1037,5	869,4	Fe
Montellà de Cadí		1045,9	869,6	Ba, Cu
Montellà de Cadí		1042,6	871,8	Ba, Cu
Nas		1047	869,8	Ba, Cu
Fórnols del Cadí	Molí	1030,1	861	Al, Fe
Fórnols del Cadí	Cavoc	1028,5	860,7	Al
Ossera	Torrent Barnella	1027,4	857,7	Al, Fe
Ossera	Borda de Roma	1027,5	858,5	Al, Fe
Padrinàs		1028	858,6	Al, Fe
Tuixén	Coll de Port	1031,8	858,2	Al
Tuixén	Font de l'Ós	1035,1	858,4	Al, Fe
Tuixén	Coll de Buc	1030,8	859,1	Al, Fe
Tuixén	Gallinà	1032,5	858,4	Al, Fe
Tuixén	Peguera	1032,4	858,9	Al
Tuixén	Fontanella	1032,3	859,2	Al
Tuixén	Riu de la Mola	1035,4	859,2	Al
Tuixén	Castell Budo	1033,7	861,5	Al
Tuixén	Pineda	1031,7	860	Al, Fe
Tuixén	Coll de l'Olla	1030,6	859,7	Al, Fe
la Coma	Coll de Port	1032,3	857,5	Al
la Coma	la Moixa	1035,2	857,3	Al
la Vansa	Sant Pere	1027,7	859,8	Al
Gósol	Font de Sal	1041,1	860,2	ClNa
Saldes	Font Salada	1048,5	857,8	ClNa
la Pedra		1037	853,6	ClNa

Tabla 1. Relación de indicios de minerales metálicos y no metálicos.

7.1.1.3. Mineralizaciones de aluminio (Al)

Los yacimientos de bauxitas han sido explotados en los Pirineos centrales y orientales a lo largo de los siglos XIX y XX y, en algunas minas, hasta los años 60. En la Hoja los indicios son numerosos, de forma que se han inventariado unos 20 puntos, y se concentran en el sector suroccidental. Están ligados a rellenos paleokársticos emplazados en calizas del Jurásico, mayoritariamente Lías, y fosilizados por las formaciones Adraén y Bona (unidades 49 y 50) del Santoniense superior al Maastrichtiense. Su disposición preferente en torno al diapiro de Fórñols parece indicar que la tectónica salina durante el Cretácico jugó un papel importante en el desarrollo de las mineralizaciones. La mena principal de aluminio es la boehmita, con diásporo y alumogel en proporciones menores. A menudo la goethita y hematites constituyen los minerales más abundantes, dando lugar a yacimientos de lateritas. Los minerales accesorios son calcita, cuarzo, caolinita y anatasa.

7.1.1.4. Mineralizaciones de bario (Ba)

Se encuentran, de forma semejante a las mineralizaciones de hierro, en bolsadas kársticas, a veces asociadas a fracturas, dentro de las calizas del Devónico. La baritina es la mena de bario y está acompañada por goethita, hematites, azurita, malaquita, calcopirita y calcita.

7.1.2. Minerales no metálicos

Los minerales no metálicos se reducen a tres manantiales de aguas salinas situados en Saldes, Gósol y la Pedra. El origen de la mineralización se encuentra en la circulación de aguas subterráneas a través de la sal que el Keuper (unidad 26) preserva en profundidad. En el pasado se obtenía sal común y yeso como subproducto, mediante balsas de evaporación de salmuera.

7.1.3. Minerales energéticos

El mineral energético por excelencia en este sector es el carbón, que se localiza en la base del Garumniense (unidad 51) del manto de la sierra del Verd. La totalidad de las capas de carbón se encuentran en las margas de Sant Corneli, que están formadas por alternancias de calizas, margas carbonosas, más predominantes hacia techo y niveles de lignitos negros (ENADIMSA, 1981; IGME, 1983).

Destacan las explotaciones a cielo abierto del Coll de Fumanya, las minas de Gósol y, especialmente, el complejo de minería subterránea de Saldes-l'Espà (Tabla 2), que se mantuvo en producción hasta el año 2007 (MARTÍNEZ y TUDELA, 2013). En el año 1991 la producción alcanzó las 200.000 toneladas. A pesar de las mineralizaciones accesorias de pirita, goethita y calcita, los lignitos presentan un bajo contenido en cenizas, hecho que junto a su elevado poder calorífico y a la proximidad de la central térmica de Cercs, hacían rentable la actividad minera. En la actualidad se han reconvertido algunas de las minas al sector geoturístico.

POBLACIÓN	YACIMIENTO	COORDENADAS LAMBERT		SUSTANCIA
		X	Y	
Saldes	l'Espà	1043,9	859,5	Lignito
Saldes	Maçaners	1050,9	861,7	Lignito
Saldes	Mina de Carbó	1047,7	861	Lignito
Fígols	Coll de Fumanya	1051,6	854,7	Lignito
Gósol	Mina de Lignit	1038,4	1060	Lignito
Gósol	Moripol	1043,8	855,5	Lignito

Tabla 2. Relación de indicios de carbón.

7.2. CANTERAS

En la Hoja se han inventariado un total de 9 pequeñas canteras de áridos naturales que en la actualidad no registran actividad extractiva. Se han explotado gravas y arenas de los aluviales cuaternarios ligados a los cursos principales. Se concentran en los municipios de la Vansa-Fórns y la Josa-Tuixén a lo largo del valle de la Vansa y torrente de Ribarroja; en la Coma i la Pedra, en el valle del río Cardener, y en el término de Gósol, en el valle del río Aigua de Valls.

NOMBRE	MUNICIPIO	COORD. LAMBERT		SUSTANCIA	ESTADO	TITULAR
		X	Y			
	Gósol	391631	4676414	Grava y arena	Inactiva	
Cornellana	la Vansa	378920	4679947	Grava y arena	Inactiva	Excavacions Aleu
	la Vansa	379601	4679852	Grava y arena	Inactiva	
	la Vansa	379555	4679280	Grava y arena	Inactiva	
Serra Espinal	la Vansa	375425	4679009	Arena	Inactiva	Corviam, S.A.
	Tuixén	379646	4677445	Grava y arena	Inactiva	
	Tuixén	381465	4676661	Grava y arena	Inactiva	
Coll de Port	la Coma	382124	4671755	Grava y arena	Inactiva	Forbo, S.A.
	la Coma	382705	4670862	Grava y arena	Inactiva	

Tabla 3. Relación de canteras.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

Las rocas de la Hoja pueden agruparse en cinco áreas geotécnicas, diferenciadas en función de criterios litológicos, estructurales, geomorfológicos e hidrogeológicos:

7.3.1. Área 1. Paleozoico varisco

7.3.2. Área 2. Sierra del Cadi

7.3.3. Área 3. Mesozoico del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd y láminas de Queralt

7.3.4. Área 4. Terciario del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd, láminas de Queralt y sector sur del manto del Cadí-Port del Comte

7.3.5. Área 5. Formaciones superficiales

7.3.1. Área 1. Paleozoico varisco

Se sitúa en la franja septentrional y, en líneas generales, la zona 1.1 en el sector occidental y la zona 1.2 en el oriental.

7.3.1.1. Zona 1.1. Paleozoico terrígeno

- Esta zona abarca términos del Cambro-Ordovícico, Ordovícico Superior, Silúrico y Carbonífero Inferior (unidades 2, 3, 4, 6, 7, 8 y 14).
- Se trata de pizarras, areniscas, cuarcitas y grauwacas.
- Son rocas compactas, plegadas, fracturadas y afectadas de esquistosidad penetrativa de dirección predominante NNO-SSE.
- Las facies lutíticas son sensibles a la meteorización dando lugar a horizontes de alteración.

7.3.1.2. Zona 1.2. Paleozoico carbonatado

- Esta zona contiene rocas del Ordovícico Superior (unidad 5) y sobretodo Devónico-Carbonífero Inferior (unidades 9, 10, 11, 12, 13).
- Son rocas competentes, plegadas y fracturadas, permeables por fisuración y karstificación.
- Dan lugar a escarpes rocosos con caídas de bloques.

7.3.2. Área 2. Sierra del Cadí

Esta área ocupa una franja subparalela al sur del Área 1, limitada por los mantos del Pedraforca. Está representada por una potente serie monoclinall inclinada al sur entre 20° y 50°, factor que minimiza los movimientos en masa.

7.3.2.1. Zona 2.1. Estefano-Pérmico volcánico

- Esta zona engloba las unidades 1, 15, 16, 17, 18, 19 y 20.
- Se trata de domos y coladas volcánicas de andesitas, dacitas y riolitas.
- Son rocas muy consolidadas que se organizan en paquetes masivos estratificados.
- Presentan cierto grado de fracturación y meteorización, que pueden generar deslizamientos.

- La intensa incisión fluvial da lugar a un relieve accidentado, con laderas pronunciadas, crestas y escarpes poco continuos, que pueden provocar caídas de bloques.

7.3.2.2. Zona 2.2. Unidades terrígenas finas

- Esta zona la forman rocas del Pérmico, Triásico, Cretácico y Paleoceno (unidades 21, 22, 24, 26, 27, 51, 53, 59 y 60).
- Se trata de lutitas rojas y grises en alternancia con areniscas y, eventualmente, calizas o dolomías, y conglomerados silíceos (unidades 23 y 49).
- En el extremo occidental, el Keuper (26) se encuentra afectado de tectónica salina (diapiro de Fórnols) y alberga niveles de yesos (27), dando lugar a una topografía deprimida cuyo sustrato es una masa caótica mayoritariamente arcillosa.
- Las lutitas están afectadas por la meteorización y descompresión del macizo rocoso, facilitando la formación de horizontes arcillosos y rocas blandas de pocos metros de profundidad.
- Las capas competentes de areniscas y calizas generan escarpes estructurales con caídas de bloques.

7.3.2.3. Zona 2.3. Unidades calizas

- Esta zona contiene rocas del Triásico, Jurásico, Cretácico y, especialmente, Paleoceno-Eoceno (unidades 25, 28, 50, 55, 56, 61, 63 y 65).
- Se trata de calizas y dolomías.
- La zona conforma el armazón de la sierra del Cadí dando lugar a los escarpes de la vertiente norte. La vertiente meridional muestra extensas superficies estructurales y de erosión, inclinadas hacia el sur.
- Son rocas muy consolidadas, resistentes a la meteorización, permeables por fisuración y karstificación, afectadas por varios sistemas subverticales de fracturas, muy penetrativos, que facilitan el desprendimiento de bloques de los escarpes estructurales, y la concentración de canchales y depósitos de ladera en la vertiente septentrional.
- La incidencia de la karstificación es importante en la vertiente sur, con desarrollo de extensos campos de dolinas sobre las superficies estructurales y de erosión.

7.3.2.4. Zona 2.4. Eoceno margocalcáreo

- Esta zona la forman las unidades 57, 62, 64 y 67, situadas en el extremo oriental de la sierra del Cadí, equivalentes distales de las formaciones calizas.
- Configuran sucesiones de alternancias más o menos rítmicas entre margas grises, margocalizas, calizas y areniscas y pueden contener niveles competentes de brechas carbonáticas (unidad 66).
- La meteorización puede ser intensa, especialmente en los materiales margosos, dando lugar a horizontes arcillosos de hasta algunos metros de profundidad.

7.3.3. Área 3. Mesozoico del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd y láminas de Queralt

Esta área abarca la mayor parte de la mitad meridional de la Hoja y está formada por rocas plegadas y fracturadas, predominantemente calcáreas, que dan lugar a los grandes relieves: sierras del Verd, Cloterons, Ensija y macizo del Pedraforca.

7.3.3.1. Zona 3.1. Lutitas y arcillas

- Esta zona contiene Keuper (unidad 26) y Garumniense (unidades 51 y 53).
- Se trata de lutitas rojas y grisáceas que alternan con areniscas, calizas y dolomías.
- Las unidades 26 y 53 pueden contener yesos y la unidad 51 intercala numerosas capas de carbón en su parte basal.
- Los términos lutíticos aflorantes y subaflorantes se encuentran intensamente meteorizados y consecuentemente poco consolidados.
- En general dan lugar a zonas deprimidas y de relieves suaves, si bien, cuando la estructura, orografía y contraste litológico lo propician, pueden originarse deslizamientos.

7.3.3.2. Zona 3.2. Calizas y dolomías

- Esta zona contiene Rhaetiense y Jurásico (unidades 29, 31, 32, 33 y 34), Cretácico Inferior (unidades 35, 36, 38, 39), Cretácico Superior (unidades 41, 42, 44, 46 y 48) y Garumniense-Paleoceno (unidad 52).
- Son rocas muy consolidadas y resistentes que desarrollan escarpes importantes, generadores de caídas de bloques y coluviones, y superficies estructurales y de erosión, que suelen estar karstificadas y albergar campos de dolinas.
- Tienen permeabilidad elevada por fisuración y karstificación.

7.3.4.3. Zona 3.3. Margas y margocalizas

- Esta zona alberga Jurásico (unidad 30), Cretácico Inferior (unidades 37 y 40) y Cretácico Superior (unidades 45 y 47).
- Se trata de margas grises que alternan con margocalizas, calizas y, excepcionalmente, areniscas.
- Son rocas que derivan, por descompresión del macizo rocoso y meteorización, a suelos arcillosos y rocas blandas en afloramiento y cerca de la superficie.
- Son formaciones poco permeables que pueden dar lugar a deslizamientos de consideración.

7.3.4. Área 4. Terciario del manto superior del Pedraforca, manto de la sierra del Verd, láminas de Queralt y sector sur del manto del Cadí-Port del Comte

Esta área está situada en el extremo meridional, y contiene rocas con deformación tectónica variable en función de su relación espacial y temporal con el emplazamiento de los mantos.

7.3.4.1. Zona 4.1. Lutitas y margas

- Esta zona la forman el Paleógeno (unidades 70, 72 y 75) y el Mioceno (unidad 78).
- Se trata de lutitas aluviales con intercalaciones de areniscas, conglomerados y, ocasionalmente, calizas.
- Son rocas de baja permeabilidad, sensibles a la meteorización, que dan lugar a suelos arcillosos y, cerca de la superficie, rocas blandas por descompresión del macizo rocoso.
- Las capas competentes intercaladas son permeables por fracturación, y destacan en el paisaje como pequeños escarpes propensos a las caídas de bloques.
- Pueden desarrollarse deslizamientos de reducida extensión.

7.3.4.2. Zona 4.2. Calizas y dolomías

- Esta zona la forman las unidades 55, 56, 58, 62, 63, 65, 68 y 73.
- Se sitúan en el macizo del Port del Comte y, en menor medida, diseminadas en el cuadrante suroriental sobre materiales mesozoicos y del Garumniense.
- Son rocas muy consolidadas y resistentes, permeables por fisuración y karstificación, por lo general bastante fracturadas.
- En el macizo del Port del Comte los escarpes son considerables, con la consecuente caída de bloques, y las superficies estructurales están karstificadas con desarrollo de campos de dolinas. En su vertiente oriental destaca un extenso deslizamiento que involucra materiales calcáreos.

7.3.4.3. Zona 4.3. Margas de Campdevàrol

- Esta zona corresponde a la formación turbidítica de Campdevàrol (unidad 67), al sureste del macizo del Port del Comte.
- Las margas pueden alternar rítmicamente por tramos con areniscas e intercalan localmente niveles de brechas carbonáticas (unidad 66) y yesos (unidad 69).
- Están intensamente meteorizadas en posición aflorante y subaflorante, formando un intervalo arcilloso y de roca blanda por descompresión del macizo rocoso de hasta varios metros de profundidad.
- La serie margosa es de carácter sintectónico por lo que se encuentra muy plegada.
- Son rocas de baja permeabilidad, a excepción de las brechas que son muy permeables.
- Pueden generar deslizamientos de escasa entidad.

7.3.4.4. Zona 4.4. Conglomerados

- Esta zona la forman las unidades 54, 71, 74, 76 y 77, que se encuentran en el borde suroriental y de forma aislada sobre unidades mesozoicas del manto de la sierra del Verd y de la unidad Intermedia del Pedraforca.
- Son rocas consolidadas, desigualmente fracturadas y suavemente plegadas.

- Los conglomerados suelen ser potentes y masivos, a veces separados por intervalos lutíticos, y proporcionan escarpes con eventuales caídas de bloques.

7.3.5. Área 5. Formaciones superficiales

7.3.5.1. Zona 5.1. Formaciones cementadas

- Esta zona la forman las acumulaciones fluviales y poligénicas antiguas (unidades 79, 80, 82 y 83).
- Presentan un cierto grado de consolidación.
- Se trata de gravas con bloques dispersos y matriz arenoso-limosa.
- Son resistentes a la excavación por medios convencionales, con taludes naturales bastante estables.

7.3.5.2. Zona 5.2. Formaciones sin cementar

- Esta zona la forman las formaciones de ladera, fluviales, poligénicas y glaciales (unidades 84, 85, 86, 88, 90 y 91).
- Se trata de gravas y bloques, con matriz arenoso-limosa, a menudo ausente, y con cementación nula o incipiente limitada a la parte más superior.
- Tienen permeabilidad media y alta, dependiendo del contenido en materiales finos no consolidados.
- Son fácilmente excavables, con lo que es de esperar una estabilidad deficiente en taludes de desmonte, y poseen buenas propiedades como áridos.

7.3.5.3. Zona 5.3. Formaciones arcillosas

- Esta zona la constituyen las arcillas en fondos de dolina (unidad 81) y los limos glacio-lacustres (unidad 89)
- Son materiales no consolidados, fácilmente excavables con maquinaria convencional.

7.4. HIDROGEOLOGÍA

7.4.1. Climatología

La precipitación media anual en la estación de Gisclareny es de 980 mm, con máximos mensuales en torno a los 140 mm en julio y octubre y unos valores mínimos mensuales generalmente inferiores a los 20 mm en diciembre y enero. Las medias anuales descienden notablemente de noreste a suroeste; el trazado de las isoyetas dibuja una distribución concéntrica con máximos superiores a los 1.000 mm de precipitación media anual en el extremo oriental de la sierra del Cadí y mínimos en torno los 850 mm en la franja occidental de la Hoja.

La temperatura media anual en la estación de Gisclareny es inferior a 10° C, con un descenso general hacia el noreste, manifestado por la distribución de las isotermas, así como la presencia adicional de dos depresiones térmicas en las cumbres del macizo del Port del Comte y de la

sierra de Ensija, con mínimos inferiores a los 5°C. La mayor parte de Hoja queda comprendida dentro de la zona mesotérmica I de Thornthwaite y ofrece valores de ETP anual cercanos a los 650 mm. Los altos de las sierras de Ensija, Cadí y Port del Comte se emplazan en la zona microtérmica II de Thornthwaite, con unos valores de ETP anual en torno a 500 mm.

7.4.2. Las aguas superficiales

La Hoja de Gósol se encuentra dividida por una diagonal de dirección SSO-NNE que constituye la divisoria de aguas superficiales de primer nivel entre las cuencas del Ebro y del Llobregat (cuencas internas catalanas). El fragmento noroccidental pertenece a la cuenca del Segre y comprende parte de dos subcuencas: río de la Vansa al oeste y, al norte, ríos de Cerc, Vilanova, Cadí, Quer, Bastanist y l'Inglà, que recorren de sur a norte la vertiente septentrional de la sierra del Cadí. Todos ellos desaguan al río Segre por su margen izquierda. La mitad suroriental pertenece a la cuenca del Llobregat y comprende parte de las cabeceras de tres subcuencas: río de Saldes al este, y ríos d'Ora y Cardener al sur.

El uso de las aguas superficiales es agrícola a lo largo de los valles de los ríos principales: la Vansa, Saldes, Aigua de Valls y Cardener, que a su vez concentran la mayoría de la población. La toma de agua es directa del río y la superficie de riego es discreta debido a la reducida anchura de las llanuras aluviales.

7.4.3. Las aguas subterráneas

7.4.3.1. Unidades hidrogeológicas

La Hoja de Gósol se distribuye entre cuatro áreas hidrogeológicas, cada una con sus respectivas 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 cambro-ordovícica de Filià-Orrí (Área 106).
- Área devónica del Moixeró-Serra Cavallera (Área 112).
- Área mesozoica y cenozoica del Cadí-alta Garrotxa (Área 115).
- Área mesozoica y cenozoica del Pedraforca (Área 116).

Atendiendo a la clasificación de la *Confederación Hidrográfica del Ebro* (CHE, 1999), los mantos superiores de los Pirineos centrales, y los Pirineos orientales desde el Segre hasta el Llobregat, constituyen el Dominio Pirenaico del Sinclinal de Tremp. Este dominio se divide en siete unidades, de forma que la Hoja queda mayoritariamente enclavada en la unidad intercuenca Cadí-Port del Comte (09.03.21). El área 106 pertenece a la unidad Cerdanya (09.03.06).

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.

7.4.3.1.1. Área cambro-ordovícica de Filià-Orrí (Área 106)

En el ámbito de la Hoja, esta área contiene una única unidad hidrogeológica que es el acuífero en las pizarras cambro-ordovícicas del sector de Ges-Estana (106-G21), con permeabilidad baja por fracturación.

7.4.3.1.2. Área devónica del Moixeró-Serra Cavallera (Área 112)

Forman parte de esta área dos unidades hidrogeológicas:

- El acuífero de las calizas, areniscas y pizarras devonianas (112-C53). Presenta permeabilidad media-alta por doble porosidad de fracturación y karstificación.
- El acuífero detrítico carbonífero (112-G10).

7.4.3.1.3. Área mesozoica y cenozoica del Cadí-Alta Garrotxa (Área 115)

Esta área contiene cinco unidades hidrogeológicas:

- Los acuíferos cuaternarios y aluviales del Cadí (115-A00, 115-A10). Son los coluviones del valle de la Vansa, del pie de la sierra del Cadí, y de la cabecera del río de Saldes. Tienen permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.
- El acuífero de las calizas paleógenas del Cadí (115-C02). Presenta permeabilidad media-alta por doble porosidad de fracturación y karstificación.
- El acuífero de las calizas mesozoicas del Cadí (115-C30).
- El acuífero detrítico pérmico y triásico (115-E30). Se incluyen en esta unidad las rocas volcánicas estefano-pérmicas, que tienen permeabilidad media-baja por fracturación.
- Los acuíferos detríticos paleógenos y triásicos del Cadí (115-F20 y F40).

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

En esta área figuran cuatro unidades hidrogeológicas:

- Los acuíferos cuaternarios y aluviales del Pedraforca (116-A00, 116-A10). Son los coluviones de la vertiente norte del valle del río Cardener, que tienen permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.
- Los acuíferos de calizas paleógenas del Pedraforca (116-C20, 116-C02). Entra en esta unidad la práctica totalidad del macizo del Port del Comte, entidad hidroestructural diferenciada, que se describe en el epígrafe siguiente. La permeabilidad es media-alta por doble porosidad de fracturación y karstificación.
- El acuífero de calizas mesozoicas del Pedraforca (116-C30). En la cartografía de esta unidad se han distinguido tres subunidades hidroestructurales, coincidentes con tres elementos estructurales (Esquema hidrogeológico): el sinclinal de Vallcebre, ocupado por calizas y margas; la subunidad Gisclareny-Ensija, conjunto predominantemente calcáreo;

y la subunidad Montcalb-los Rasos de Peguera, ámbito predominantemente conglomerático. Las tres subunidades presentan permeabilidad media-alta por doble porosidad de fracturación y karstificación.

- Los acuíferos detríticos paleógenos y triásicos del Pedraforca (116-F20, 116-F40).

7.4.3.2. Características hidrogeológicas y uso del agua

Los principales acuíferos se encuentran en calizas (Devónico, Cretácico Superior, Eoceno), calizas y dolomías (Triásico, Jurásico) y conglomerados paleógenos. Los sistemas aluviales y coluviales cuaternarios son reducidos y de poco interés.

Los acuíferos calizos ocupan el sector central y meridional, y constituyen entidades hidroestructurales independientes: Cadí, Pedraforca, sinclinal de Vallcebre, Port del Comte, Gisclareny-Ensiya, Montcalb-los Rasos de Peguera. Las recargas, nivales y pluviales, se verifican de forma kárstica, preferentemente mediante campos de dolinas situados en las zonas altas de las sierras (por ejemplo, el Pla de Bacies).

Las descargas se realizan en régimen natural vía manantiales y surgencias periféricas situadas en el contacto de los acuíferos con materiales de baja permeabilidad. Las aguas se incorporan a los cursos superficiales contribuyendo a la regulación de los caudales base de las cabeceras. En general, cada entidad hidroestructural dispone de algún punto de descarga singular que focaliza las descargas más importantes. Existe un drenaje difuso en la cuenca media del río de la Vansa.

El inventario de puntos de agua registra 48 entradas, la mayoría manantiales (38), concentrados principalmente en los valles de los ríos importantes y, especialmente, en el del río Cardener, al pie del macizo del Port del Comte. El resto son sondeos (9) y galerías (1). Entre los manantiales pueden destacarse:

- Las Fonts del Cardener, con un caudal medio anual de 200 l/s, la más importante surgencia kárstica periférica del macizo del Port del Comte, que drena las calizas eocenas de las Fms Cadí y La Penya (unidades 56 y 65). Se sitúa en la vertiente oriental del macizo, al oeste del cauce del río Cardener, y fluye ininterrumpidamente, especialmente durante el deshielo, cuando puede alcanzar un caudal de más de 900 l/s.
- Las Fonts de Torrentsenta, al sureste de Gósol, con un caudal estival de 2,5 l/s y que drenan la sierra del Verd a favor de una falla inversa que contacta los materiales calizos de la sierra con las arcillas del Garumniense. Dan origen al río Aigua de Valls.
- L'ull de la Font, en el núcleo de Sorribes, punto de descarga del macizo del Pedraforca, con un caudal medio estival de unos 5 l/s.
- La Font de l'Espà drena también las calizas del macizo del Pedraforca. Una parte de su caudal abastecía la industria minera hasta 2007.
- La Font del Violí y el Adou de Balsareny, en el municipio de Gisclareny, puntos importantes de descarga de la sierra del Cadí, manantiales que drenan una cuenca de más de 15 km².

La profundidad de los sondeos varía entre los 25 y los 220 m, se destinan al abastecimiento urbano, y están asociados a las surgencias que abastecen los principales núcleos de población, de modo que explotan el mismo sistema. Suelen tener un uso complementario en estiaje debido al gran número de segundas residencias.

La calidad de las aguas subterráneas refleja un marcado predominio de aguas de tipo bicarbonatado cálcico, de mineralización débil a ligera, la conductividad eléctrica raramente sobrepasa los 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el pH es ligeramente alcalino, ≤ 8 , y la dureza media a baja, con valores inferiores a 200 mg/l de bicarbonatos y de hasta 65 mg/l de calcio. Las aguas presentan discretos contenidos en magnesio, normalmente comprendidos entre 1 y 15 mg/l, el sodio aparece en concentraciones muy bajas, por lo general inferiores a 2,5 mg/l y el potasio es prácticamente inexistente. Los índices de contaminación son, por lo general muy bajos, los nitratos están en muchos casos ausentes o presentan valores máximos en torno a los 2 mg/l.

7.4.3.2.1. El acuífero del macizo del Port del Comte

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.*, 2018, 2019). El porcentaje de precipitación que entra en el sistema hidrogeológico como recarga del acuífero es prácticamente del 62%. El tiempo de tránsito del agua subterránea que descarga por los manantiales principales del acuífero, estimado mediante modelación numérica, varía entre 1,7 y 2,9 años. La estimación del tiempo de tránsito mediante el método analítico, con técnicas isotópicas, proporciona un tiempo mayor, entre 2,2 y 4,4 años.

La media anual de descarga de aguas subterráneas, y la media de escasez de agua del sistema hidrogeológico del macizo del Port del Comte, representan 16 y 34% de la media anual del consumo de agua de la ciudad de Barcelona, subrayando el importante papel estratégico como recurso de agua que el macizo puede jugar en episodios de sequía. En adición, dada su posición geográfica, el Port del Comte constituye una excepcional atalaya para anticipar el impacto del cambio climático en el sur de Europa.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

La Hoja de Gósol entra en el ámbito de cinco espacios declarados de interés natural, de los cuales los dos primeros tienen una figura de protección especial (PEIN, 1992):

- *Parc Natural del Cadí-Moixeró*
- *Paratge Natural d'Interès Nacional del Massís del Pedraforca*
- *Serra d'Ensija-Rasos de Peguera*
- *Serra del Verd*
- *Serres d'Odèn-Port del Comte*

La sierra del Cadí y el macizo del Pedraforca son, además, espacios de interés geológico (geozonas 144 y 145; IEIGC, 2019) que cuentan con sus respectivas guías e itinerarios geo-

lógicos (por ejemplo, CASÒLIVA y MARTÍNEZ, 2000), más una tercera guía común a los dos espacios (MARTÍNEZ y TUDELA, 2013). Con toda esta información y tras la realización de la presente cartografía, se proponen 15 puntos de interés geológico (PIG) que, en cierto orden cronológico, son:

1. Ordovícico Superior de Cava, Estana y Ansovell
2. Serie estratigráfica Prat d'aguiló-Comabona (Sierra del Cadí)
3. Fallas del Querforadat
4. Dique del Serrat dels Esquerps
5. Permotrias de la Trava
6. Panorámica del macizo del Pedraforca desde Maçaners
7. Cabalgamiento del Coll del Verdet
8. Serie de Adraén
9. Minas de carbón de l'Espà – Saldes (geozona 146)
10. Icnitas de dinosaurio del Coll de Fumanya (geozona 147)
11. Brechas de Roca Roja
12. "Klippe" de l'Arp
13. Diapiro de Fórnols
14. Colada fangosa de la Coma
15. Puente natural del Pont Cabradís

8.1. ORDOVÍCICO SUPERIOR DE CAVA, ESTANA Y ANSOVELL

Este lugar de interés geológico corresponde a las localidades tipo de las tres formaciones consecutivas del Ordovícico Superior, descritas en la litoestratigrafía clásica de HARTEVELT (1970), que fueron definidas a partir de afloramientos del norte de la Hoja:

- La Fm Cava (unidad 4), constituida por areniscas feldespáticas, particularmente potente más al oeste, en el río de Vilanova.
- La Fm Estana (unidad 5), formada por calizas ricas en fauna, especialmente braquiópodos.
- La Fm Ansovell (unidad 6), constituida por pizarras de color gris azulado.

8.2. SERIE ESTRATIGRÁFICA PRAT D'AGUILÓ-COMABONA (SIERRA DEL CADÍ)

La sierra del Cadí está constituida por una sucesión estratigráfica continua, inclinada al sur, que va desde el basamento paleozoico hasta el Eoceno. Existen varios itinerarios que permiten cortar la serie transversalmente, como la carretera de Bagà al Coll de Pal y la Canal del Orri, en el sector de Adraén-Cornellana, pero se recomienda la subida a la cima de Comabona desde el refugio de Prat d'Aguiló (Corte II-II' del Mapa Geológico proyectado). En los alrededores de Prat d'Aguiló destaca también un pitón volcánico del Pérmico y el plano de la falla que lleva su nombre.

8.3. FALLAS DEL QUERFORADAT

En el sector del Querforadat, los estratos se disponen en sinclinal y ofrecen una repetición a pequeña escala de la serie de la sierra del Cadí (Corte II-III' del Mapa Geológico). Esta estructura queda limitada al sur por una fractura que forma parte del conjunto de fallas normales que hunden la fosa miocena de la Cerdanya, que sigue aproximadamente la línea Cava-Querforadat-Estana. En la serie pérmica de este sector afloran rocas volcánicas de diferente composición (andesitas, dacitas, piroclastos) y un pitón volcánico con disyunción columnar.

8.4. DIQUE DEL SERRAT DELS ESQUERPS

Se trata del dique de traquiandesitas (unidad 1) descrito en el epígrafe 5. *Petrología*. Se localiza al noroeste de la ermita de Sant Salvador, en el sector de Adraén. Alcanza 1 km de longitud y se interpreta que se ha inyectado en una fractura durante el Pérmico Superior.

8.5. PERMOTRÍAS DE LA TRAVA

En el sector de la Trava, la sucesión de capas rojas permotriásicas está bien expuesta, se muestra la discordancia de base del Buntsandstein, y es una de las localidades donde el Pérmico ha suministrado huesos de tetrápodo.

8.6. PANORÁMICA DEL MACIZO DEL PEDRAFORCA DESDE MAÇANERS

El nombre de la montaña proviene de la forma de horca ("forca" en catalán) que le proporcionan los dos picos de calizas verticalizadas separadas por margas. El interés geológico de la panorámica radica en la singular estructura configurada por el apilamiento de tres mantos de corrimiento, que se reconocen en un área reducida (Corte III-III' del Mapa Geológico).

8.7. CABALGAMIENTO DEL COLL DEL VERDET

Al norte del macizo del Pedraforca, el cabalgamiento del Coll del Verdet se interpreta como una estructura invertida del sistema de fallas extensionales de la cuenca del Cretácico Inferior (Corte III-III' del Mapa Geológico).

8.8. SERIE DE ADRAÉN

Adraén es la localidad tipo de la Fm Adraén (unidad 49), a la que sigue además la serie tipo de la Fm Bona (unidad 50) del Campaniense superior, compuesta de calizas bioclásticas y arenosas rojas con una buena zonación de rudistas.

8.9. MINAS DE CARBÓN DE L'ESPÀ – SALDES (GEOZONA 146)

Se trata de un complejo minero, tanto subterráneo como a cielo abierto, conocido como “las minas del Pedraforca”, que estuvo activo hasta 2007. Esta explotación permitió aflorar el frente de cabalgamiento del manto superior del Pedraforca (Corte III-III' del Mapa Geológico proyectado). En el lugar se encuentra un banco de rudistas en posición de vida, y se observa el paso de facies marinas a continentales (Garumniense, unidad 51), que contienen huevos de dinosaurio.

8.10. ICNITAS DE DINOSAURIO DEL COLL DE FUMANYA (GEOZONA 147)

La explotación a cielo abierto de los lignitos del Coll de Fumanya (unidad 51) dejó al descubierto un gran afloramiento excepcional de icnitas de titanosaurio, que cubre un área de más de 50.000 m², cuya observación viene favorecida por la elevada inclinación de las capas. En 2005 fue declarado *Bien Cultural de Interés Nacional*. Delante del afloramiento hay un centro de interpretación, *Dinosaurios de Fumanya*, y el PIG forma parte de un itinerario por el sinclinal de Vallcebre.

8.11. BRECHAS DE ROCA ROJA

Las brechas de Roca Roja (unidad 54), compuestas por clastos calizos con matriz arcillosa roja, se sitúan al sur del Pollegó inferior, y se hacen equivalentes a los conglomerados garumnienses del Coll de la Trapa (Corte III-III' del Mapa Geológico proyectado). Dibujan geometrías en abanico (discordancia progresiva) que se relacionan con el emplazamiento y fosilización del frente de cabalgamiento del manto superior del Pedraforca.

8.12. “KLIPPE” DE L'ARP

Esta estructura muestra un fragmento aislado de dolomías y calizas del Rhaetiense-Lías (unidad 32) de las láminas de Queralt sobreimpuesto sobre las calizas con nummulites de la Fm La Peña (unidad 65) de la lámina del Port del Comte (Corte I-I' del Mapa Geológico). En esta zona, esta última unidad es discordante y fosiliza pliegues pre-lutecienses.

8.13. DIAPIRO DE FÓRNOLS

Entre Fórns y el torrente de Ribanegra, los materiales conglomeráticos neógenos (unidad 78) muestran variaciones bruscas de espesor y buzamiento, y forman un pliegue sinclinal en discordancia progresiva, que se interpreta causado por actividad diapírica del Keuper (unidad 26) (Corte I-I' del Mapa Geológico). Se puede asumir que el diapirismo es continuo desde el Rhaetiense, como atestiguan las lagunas estratigráficas y las facies brechoides de las pocas unidades presentes: las brechas del Rhaetiense-Lías (unidad 32), las propias brechas paleocenas de Fórns (55) y las calizas con alveolinas (56). Estas facies podrían representar brechas de “cap rock”.

8.14. COLADA FANGOSA DE LA COMA

De entre los muchos deslizamientos que se produjeron en 1982 en el ámbito de la Hoja, destaca la colada fangosa ("mudflow") de la Coma, cerca de las Fonts del Cardener (Figura 13), y que fue objetivo de varias publicaciones. El movimiento se inició como un deslizamiento planar, ligeramente rotacional, que acabó convirtiéndose en colada, avanzando unos metros por hora, involucrando margas y areniscas eocenas. El volumen estimado de material removilizado fue de 230.000 m³, con un desnivel de 300 m.

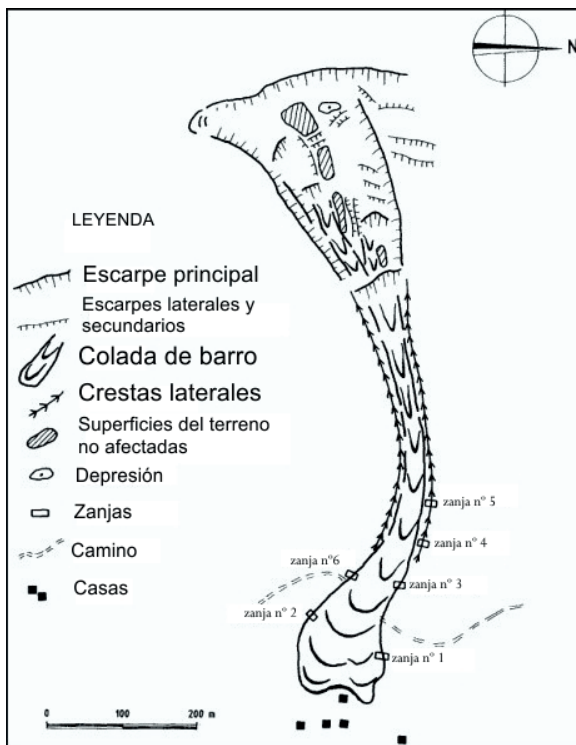


Figura 13. Mapa de la colada de la Coma (COROMINAS, 1995).

8.15. PUENTE NATURAL DEL PONT CABRADÍS

El Pont Cabradís se halla en el extremo meridional de la Hoja, en el congosto del río Aigua de Valls, excavado en los conglomerados polimícticos finieocenos (unidad 74). El origen de la estructura se debe a la acumulación de bloques caídos en el cauce combinada con la formación de travertinos y la excavación subterránea fluvial, dando lugar a una amplia galería de unos 150 m de recorrido por la que circula el río. El acceso se realiza desde la presa del Molí de la Corriu (Hoja de Sant Llorenç de Morunys, n° 292).

9. BIBLIOGRAFÍA

- AEPLER, R. (1967): *Das Garumnian der mulde von Vallcebre und ihre tektonik (Spanien, provinz Barcelona)*. Tesis de licenciatura, Universidad de Berlín, 101 p.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1947): "Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida a escala 1:200.000". *Rev. IGME*, 193 p.
- ANDRÉS, N.; GÓMEZ-ORTIZ, A.; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J. M.; TANARRO, L. M.; SALVADOR-FRANCH, F.; OLIVA, M. y PALACIOS, D. (2018): "Timing of de glaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: A review and new data". *Boreas*, 47: 1050-1071. doi.org/10.1111/bor.12324. ISSN0300-9483
- 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.
- BACHMANN, M. (1994): "Die Karbonatrampe von Organyà im oberen Oberapt und unteren Unteralt (NE-Spanien, Prov. Lérida): Fazies, Zyko- und Sequenzstratigraphie". *Ver. Fachber. Geowiss., Univ. Bremen*, 54:1-147.
- BAKALOWICZ, M.; SORRIAU, P. y FORD, D.C. (1984): "Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Savart caves, Ariège, France". *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38: 193-197. doi: 10.1080/00291958408552125
- BALASCH, J.C. (1998): *Resposta hidrològica i sedimentària d'una petita conca de muntanya analitzades a diferent escala temporal*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 376 p.
- BALASCH, J.C.; CASTELLTORT, F.X.; LLORENS, P. y GALLART, F. (1992): "Hydrological and sediment dynamics network design in a Mediterranean mountainous area subject to gully erosion". En: BOGEN, J.; WALLING, D.E. y DAY, T. (eds.). *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins. IAHS Pub.*, 210: 433-442.
- BARNOLAS, A. (1992): "Evolución sedimentaria de la cuenca surpirenaica oriental durante el Eoceno". *Acta Geol. Hispánica*, 27 (1-2): 15-31.

- BARNOLAS, A.; LARRASOÑA, 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.
- 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.; GARCÍA-SENZ, J. y LOSANTOS, M. (1990): "Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous". *Bull. Soc. Géol. France*, 8, VI, 2: 251-264.
- BERÁSTEGUI, X.; PI, M.E.; ESCUER, J.; CASANOVAS, J.; SAMSÓ, J.M.; ARBUÉS, P.; MARTÍNEZ, A. y VILELLA, L. (2017): Mapa geológico de la Hoja nº 291 (Olina). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.
- BERNAUS, J.M. (1988): *L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE Espagne): Micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle*. Tesis doctoral, University Joseph Fourier, Grenoble, 206 p.
- BERNAUS, J.M. (2000): "L'Urgonien du bassin d'Organyà". *Géologie Alpine, Mémoire HS*, 33, 138 p.
- BESLY, B.M. y COLLINSON, D. (1991): "Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpás-Sort basin, Catalanian Pyrenees". *Sedimentology*, 38, 3-26.
- 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, Universidad de Tübingen, 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 ARAGONÉS, 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.
- BOERSMA, K.T. (1973): "Devonian and Carboniferous conodont biostratigraphy, central Spanish Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, 49: 303-377.
- BOISSEVAIN, H. (1934): "Etude géologique et morphologique de la vallée de la Haute-Sègre". (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 66: 33-170.
- BORDONAU, J. (1992): "Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus". *Geoforma*, 251 p.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D. y VILAPLANA, J.M. (1992): "Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos". En: CEARRETA, A. y UGARTE, F.M. (eds.). *The late Quaternary in the western European region*. Servicio editorial Universidad del País Vasco: 303-312.
- BOSCH, G.V.; VAN DEN DRIESCHE, J.; BABAUT, 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
- BOYER, F.; KRYLATOV, S. y STOPPEL, D. (1974): "Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydiennes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne Noire (France, Espagne)". *Geologie Jahrbuch B*, 9: 1-60.
- BRAVO, A. M.; VILA, B.; GALOBART, À. y OMS, O. (2005): "Restos de huevos de dinosaurio en el Cretácico Superior del sinclinal de Vallcebre (Berguedà, provincia de Barcelona)". *Revista Española de Paleontología*, N.E. X: 49-57.
- BUCHROITHNER, M. F. (1979): "Die conodonten-chronologie im Karbon der Pyrenäen. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 70: 75-118.
- BURBANK, D.W.; PUIGDEFÀBREGAS, C. y MUÑOZ, J.A. (1992): "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.
- 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.; MÁRQUEZ, L. y TRIFONOVA, E. (1994): "Litoestratigrafía y bioestratigrafía (foraminíferos) de las facies Muschelkalk del Triásico surpirenaico y del Pirineo Vasco (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89: 167-188.
- 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 fluvio-glaciares 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. (2004): "The Quaternary glaciation of the Pyrenees". En: EHLERS, J. y GIBBARD, P.L. (eds.). Quaternary glaciations—extent and chronology. Part I: Europe. Elsevier: 119-128.
- 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.
- 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*.
- CASAS, J.M.; DOMINGO, F.; POBLET, J. y SOLER, A. (1989): "On the role of Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the central and eastern Pyrenees". *Geodinamica Acta*, 3: 135-147.
- CASAS, J.M. y PALACIOS, T. (2012): "First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils". *C. R. Géosci.*, 344: 50-56.
- CASAS, J.M.; QUERALT, P.; MENCOS, J. y GRATACÓS, O. (2012): "Distribution of linear mesostructures in oblique folded surfaces: Unravelling superposed Ordovician and Variscan folds in the Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 44: 141-150.
- CASAS, J.M.; CIRÉS, J. y DOMINGO, F. (2015): "Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell". *Geo-Temas* 6 (3): 259-262.

- CASAS, J.M.; ÁLVARO, J.J.; CLAUSEN S.; PADEL, M.; PUDDU, C.; SANZ-LÓPEZ, J.; SÁNCHEZ-GARCÍA, T.; NAVIDAD, M.; CASTIÑEIRAS, P. y LIESA, M. (2019): "Paleozoic basement of the Pyrenees". En QUESADA, C. y OLIVEIRA, J.T. (eds.). *The geology of Iberia: A geodynamic approach. Springer Nature Switzerland AG*, Vol 1: 229-259.
- CASOLIVA, J. y MARTÍNEZ, A. (2000): "Massís del Pedraforca: itinerari geològic". *Publ. Departament de Medi Ambient*, 1. Geografia - Pedraforca.
- 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.
- CAVET, P. (1957): "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre". *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, 55: 303-518.
- CHE (1999): "Delimitación de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del Ebro". *Confederación Hidrográfica del Ebro*.
- CHEVALIER, M. (1906): "Les glaciers pleistocenes dans les vallées d'Andorre et dans les hautes vallées espagnoles environnantes". *Acad. Sc. Paris*, 142: 662-910.
- 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.
- CHEVRIER-MAGNÉ, S. (1975): "Formes périglaciaires dans le modelé du haut Bergueda (Pyrénées catalanes espagnoles)". *Etudes Géographiques*, Mélanges G. Viers: 153-160.
- 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 corriments". *Acta Geol. Hispánica*, 23 (2): 129-140.
- CLOTET, N. (1979): *Sobre l'evolució geomorfològica de l'alt Berguedà*. Tesis de licenciatura, Universitat de Barcelona, 118 p.

- CLOTET, N. y GALLART, F. (1983): "Fenòmens 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.
- (1984a): "Inventari de degradacions de vessants originades pels aiguats de novembre de 1982, a les altes conques del Llobregat i Cardener". Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya.
- (1984b): "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.
- CLOTET, N.; GALLART, F. y TRICART, J. (1984): "Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat (Prépyrénées catalanes)". *Acta Geol. Hispánica*, 19 (4): 249-265.
- CLOTET, N.; GALLART, F.; JULIA, R.; MARQUÉS, M.A. y SERRAT, D. (1985): "Mapa de riscos geomorfològics del Parc Natural del Cadí-Moixeró". Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya.
- COHEN, K.M.; FINNEY, S.C.; GIBBARD, P.L. y FAN, J-X (2013; actualizado): "The ICS International Chronostratigraphic Chart". *Episodes*, 36: 199-204.
- 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.
- COROMINAS, J.; MOYA, J. y HÜRLIMANN, M. (2002): "Landslide rainfall triggers in the Spanish Pyrenees". *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference*, Mallorca.
- COROMINAS, J.; MOYA, J.; MASACHS, I.; BAEZA, C. y HÜRLIMANN, M. (2004): "Identificación de episodios de reactivación en grandes deslizamientos pirenaicos mediante técnicas dendrocronológicas". VIII Reunión Nacional de Geomorfología. En: BENITO, G. y Díez-HERRERO, A. (eds.). Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología. *Sociedad Española de Geomorfología*: 403-411.
- 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 LARRASOÑA, J.C. (2010): "Closing and continentalization of the south Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetostratigraphical constraints". *Basin research*, 22 (6): 904-917. doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x
- COSTA, 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 Autònoma de Barcelona.
- CREST, M.; DELMAS, M.; BRAUCHER, R.; GUNNELL, Y.; CALVET, M. y ASTER TEAM (2017): "Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: Evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees". *Geomorphology*, 278: 60-77. 10.1016/j.geomorph.2016.10.035
- 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:10.1016/j.jog.2016.05.004
- 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. (1913): "Stratigraphie et tectonique de la region des Nogueras (Pyrenees centrales)". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4) 13: 243-263.
- DALLONI, M. (1930): "Etude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, 373 p.
- DÉGARDIN, J.M. (1988): "Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie". *Société Géologique du Nord*, 15: 1-355.
- DÉGARDIN, J.M. ET AL. (coord.) (1996): "Ordovicien Supérieur-Silurien". En Barnolas, A.; Chiron, J.C. y Guérangué, B. (eds.). Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. *Edition BRGM-ITGE*, Vol. 1: 211-233.
- 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.
- DELMAS, M.; GUNNELL, Y. y CALVET, M. (2015): "A critical appraisal of allometric growth among Alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis". *Geomorphology*, 228: 637-652.
- DELMAS, M.; CALVET, M. y GUNNELL, Y. (2009): "Variability of erosion rates in the eastern Pyrenees during the last glacial cycle - A global perspective with special reference to the eastern Pyrenees". *Quat. Sci. Rev.*, 28: 484-498.

- 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
- DOMINGO, F.; MUNOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988): "Estructures d'encavalcament en els materials del socol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental)". *Acta Geol. Hispánica*, 23 (2): 141-153.
- ENADIMSA (1981): "Prospección de lignitos Fígols Vallcebre". *Ministerio de Industria y Energía. Dirección General de Minas*.
- 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.
- FAURA I SANS, M. (1913): "Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña con una descripción de los yacimientos fosilíferos más principales. *Memorias R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9 (1): 5-202.
- 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 Paléocène et l'Eocène des cordillères cotières de la Catalogne (Espagne)". *Eclogae geol. Helvetica*, 60 (2): 567-576.
- FLINCH, J.F. y CASAS, J.M. (1996): "Inversion of a transfer system into lateral ramps: An example from the south-central Pyrenees (Spain)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 85: 372-379.
- 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.
- GALLART, F.; LATRON, J.; LLORENS, P. y RABADÀ, D. (1997): "Hydrological functioning of Mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: Some challenges for hydrological modelling". *Hydrol. Process.* 11: 1263-1272.
- GALLART, F.; LLORENS, P.; LATRON, J. y REGÜÉS, D. (2002): "Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees". *Hydrology and Earth System Sciences*, 6 (3): 527-537.
- GALLART, F.; BALASCH, J.C.; CASTELLTORT, X.; REGÜÉS, D. y SOLER, M. (2005a): "Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment: The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees). I. Hydrology. II: Temporal and spatial dynamics of erosion and stream sediment transport". En: GARCIA, C. y BATALLA, R. (eds.). *Catchment dynamics and river processes in Mediterranean and other climate regions. Developments in Earth Surface Processes*, 7: 1-32.

- GALLART, F.; BALASCH, J.C.; CASAS, A.; COROMINAS, J.; LLORENS, P.; LATRON, J.; MOYA, J. y REGÜÉS, D. (2005b): "Diverse geomorphic processes in the south eastern Pyrenees". Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza. *Guía de la salida de campo*.
- GÁMEZ, J.A.; DE GIBERT, J.M. y CASAS, J.M. (2012): "First ichnological data from the pre-Upper Ordovician rocks of the Pyrenees". *Geo-Temas*, 13.
- GARCÍA-CASTELLANOS, D. y CRUZ LARRASOANA, 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
- GARCÍA-RUIZ, J. M.; MARTÍ-BONO, C.; PEÑA, J. L.; SANCHE, C.; RHODES, E.J.; VALERO-GARCÉS, B.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P. y MORENO, A (2013): "Glacial and fluvial deposits in the Aragón valley, central western Pyrenees: chronology of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers". *Geografiska Annaler*, 95A:15-32.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; POBLET, J.; ALONSO, J.L. y CLARIANA, P. (2011): "Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the central Pyrenees: Comparison with the northern part of the Iberian Variscan massif". En POBLET, J. y LISLE, R.J. (eds.). Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. *Geol.Soc. London Spec. Publ.*, 349: 169-184.
- GARCÍA-SENZ, J. (2002): *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 294 p.
- GARCÍA-SENZ, J.; BERÁSTEGUI, X.; CAUS, E.; LOSANTOS, M. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1995): "El Cretácico Inferior de la cuenca de Organyà (lámina cabalgante de Bóixols). En: El Cretácico Inferior del nordeste de Iberia" *Guía de campo del 3er Coloquio del Cretácico de España*, Morella. *Publ. Universitat de Barcelona*: 95-153.
- 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.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. y POSADAS, M. (1981): Precisiones sobre la colocación del manto del Pedraforca (Pirineo oriental, España). *Econ Geol.*, 37: 221-225.
- GASCÓN, C. y TURU, V. (2011): "Pont Trencat: La seqüència sísmica de 1427-1428 a la vall de la Valira (Andorra-Alt Urgell, Pirineus orientals)". En: TURU, V. y CONSTANTE, A. (eds.). El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*: 97-99.
- GICH, M. (1969): "Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripollés oriental (prov. de Gerona y Barcelona)". *Acta Geol. Hispánica*, 1: 5-8.
- GIL-PEÑA, I.; BARNOLAS, A.; VILLAS, E. y SANZ-LÓPEZ, J. (2004): "El Ordovícico Superior de la zona Axial". En: VERA J.A. (ed.): *Geología de España. Soc. Geol. España-IGME*: 247-249.

- 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. (1989): *Els materials deltaics i de plataforma del Cuisià Inferior (Eocè inferior) de la conca surpirinenca catalana, sector Bagà-Pobla de Lillet*. Tesis de licenciatura, Universitat de Barcelona, 200 p.
- (1993): *Análisis de cuenca del Eoceno inferior de la unidad Cadí (Pirineo oriental). El sistema deltaico y de plataforma carbonática de la formación Coronas*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 344 p.
- GISBERT, J. (1981): *Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): Diagénesis y sedimentología*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza.
- (1983): "El Pérmico de los Pirineos españoles". En: MARTÍNEZ, C. (ed.): "Carbonífero y Pérmico de España", *Publ. IGME*: 405-420.
- GISBERT, J.; MARTÍ, J. y GASCÓN, F. (1985): "Guía de la excursión al Estefaniense, Pérmico y Triásico Inferior del Pirineo catalán". 2º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, 79 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. (1981): *Estudio geomorfológico del Prepirineo catalán: Morfogénesis glaciar y periglaciar de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Llés y Port Negre (Cerdanya - Alt Urgell)*. Resumen de la tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 49 p.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1987): "Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirenaics. Génesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell". *Publ. Institut Cartogràfic de Catalunya*, 161 p.
- GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. (1994): "Glaciarismo en el extremo oriental del Pirineo: Baixa Cerdanya y sur de Andorra". En: MARTÍ-BONO, C. y GARCÍA RUIZ, J.M. (eds.). El glaciarismo surpirenaico. Nuevas aportaciones. *Geoforma*: 65-90.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; SALVADOR FRANCH, F.; OLIVA, M. y SALVÀ, M. (2011): "Morfología glaciar y periglaciar de la Cerdanya (Pirineo oriental): Los sectores de Arànsen-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.

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.; LAMBÁN, L.J., MARTOS-ROSILLO, S.; JORGE, J.; VADILLO, I.; SOLER, A. y CUSTODIO, E. (2018): "Estimación de tiempos de tránsito en acuíferos kársticos de alta montaña del Pirineo oriental mediante isótopos ambientales. El macizo del Port del Comte (Lleida, España)". Agua subterránea, medio ambiente, salud y patrimonio. Congreso Ibérico. AIH-GE. Salamanca: 135-144.

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-mountain-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.

HUGHES, P.D.; WOODWARD, J.C. y GIBBARD, P.L. (2006): "Glacial history of the Mediterranean mountains". *Progress in Physical Geography*, 30: 334-364.

HÜRLIMANN, M.; COROMINAS, J.; MOYA, J. y COPONS, R. (2003): "Debris-flow events in the eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation". En: RICKENMAN, D. y CHEN, C. (eds.). 3rd International Conference on Debris-flow Hazards Mitigation, *Millpress*: 115-126.

HÜRLIMANN, M.; LANTADA, N.; GONZÁLEZ, M. y PINYOL, J. (2016): "Susceptibility assessment of rain-fall-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](https://instamaps.cat/instavisor/97402247/35124f3852db7a53e75388f2e2d86d20/ICGC_Geoindex-Visualitzador%20Cartografia_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.
- JALUT, G. y TURU, V. (2008): "La végétation des Pyrénées françaises lors du dernier épisode glaciaire et durant la transition Glaciaire-Interglaciaire (Last Termination). Els Pirineus i les àrees circumdants durant el Tardiglaciari". XIV Col. loqui Internacional d'Arqueologia de Puigcerdà: Mutacions i filiacions tecnoculturals, evolució paleoambiental (16.000-10.000 BP): 129-150.
- 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
- JOMELLI, J.; CHAPRON, E.; FAVIER, V.; RINTERKNECHT, V.; BRAUCHER, R.; TOURNIER, N.; GASCOIN, S.; MARTI, R.; GALOP, D.; BINET, S.; DESCHAMPS-BERGER, C.; TISSOUX, H.; AUMAITRE, G.; BOURLÈS, D. y KEDDADOUCHE, K. (2020): "Glacier fluctuations during the Late Glacial and Holocene on the Ariège valley, northern slope of the Pyrenees and reconstructed climatic conditions". *Mediterranean Geoscience Reviews*. doi.org/10.1007/s42990-020-00018-5
- LAGABRIELLE, Y.; LABAUME, P. y 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 Iherzolite bodies". *Tectonics*, 29 (4). doi:10.1029/2009TC002588
- LATRON, J. (2003): *Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineos Catalanes)*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 269 p.

- LATRON, J.; GALLART, F. y SALVANY, C. (2000): "Analysing the role of phreatic level dynamics on the streamflow response in a Mediterranean mountainous experimental catchment (Vallcebre, Catalonia)". En: ELIAS V. y LITTLEWOOD, G. (eds.). *Catchment hydrological and biochemical processes in the changing environment*. IHP-V Technical Documents in Hydrology, 37, UNESCO: 107-111.
- LATRON, J.; ANDERTON, S.; WHITE, S.; LLORENS, P. y GALLART, F. (2003): "Seasonal characteristics of the hydrological response in a Mediterranean mountain research catchment (Vallcebre, Catalan Pyrenees): Field investigations and modelling". En: SERVAT, E.; NAJEM, W.; LEDUC, C. y SHAKEEL, A. (eds.). *Hydrology of Mediterranean and semiarid regions. IAHS publication*, 278: 106-110.
- LAUMONIER, B. (coord.) (1996): "Cambro-Ordovicien". En: BARNOLAS, A. y CHIRON, J.C. (eds.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, Vol. 1 – Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE: 157-210.
- (1998): "Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.): évolution paléogéographique et géodynamique". *Geodinamica Acta*, 11: 1-11.
- (2015): "Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse". *Rev. Géol. pyrén.*, 2 (1), 44 p.
- LAUMONIER, B.; BARBEY, P.; DENÈLE, Y.; OLIVIER, P. y PAQUETTE, J.-L. (2014): "Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l'est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne)". *Rev. Géol. pyrén.*, 1 (2), 10 p. geologie-des-pyrenees.com/
- LE LOEUFF, J. y MARTÍNEZ, A. (1997): "Afloramiento de icnitas de Titanosauridae en la zona de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineo oriental): Estudio preliminar". *Geogaceta*, 21: 151-153.
- LLISCAT (2020): icgc.cat/Administracio-i-empresa/Serveis/Riscos-geologics/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT-Acces
- LLOPIS, N. (1952): "Los relieves estructurales del alto valle del Llobregat". *Est. Geogr.*, 13 (46): 73-142.
- LLORENS, P. (1991): *Resposta hidrològica i dinàmica de sediments en una petita conca pertorbada de muntanya mediterrània*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 276 p.
- 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.
- LUTERBACHER, H.P. (1969): "Remarques sur la position stratigraphique de la formation de Áger (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.
- MAJESTÉ-MENJOULAS, C. y RÍOS, L.M. (coord.) (1996): "Dévonien-Carbonifère Inférieur". En: BARNO-LAS, A.; CHIRON, J.C. y GUÉRANGUÉ, B. (eds.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, Vol. 1– Cycle Hercynien. Éditions BRGM-ITGE: 235-301.
- MARGALEF, A. (2015): *Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 172 p.
- MARGALEF, A.; CLARIANA, P.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y CASAS, J.M. (2017): "Estructura de los materiales prevariscos de la zona Axial pirenaica en la transversal de Andorra". 29ª Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Andorra. 59 p.
- MARMÍ, J.; VILA, B.; MARTÍN-CLOSAS, C. y VILLALBA-BREVA, S. (2014): "Reconstructing the foraging environment of the latest titanosaurs (Fumanya tracksite, Catalonia)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi:10.1016/j.palaeo.2014.06.007
- MARTÍ, J. (1986): *El vulcanisme explosiu tardihercinià del Pirineu Català*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 304 p.
- MARTÍ, J. y MITJAVILA, J. (1988): "El volcanismo tardihercínico del Pirineo Catalán: Caracterización de la actividad explosiva". *Acta Geol. Hispánica*, 23 (1): 21-31.
- MARTÍ-BONO, C.E. (1974): "Características geomorfológicas". *Pirineos*, 12: 37-49
- MARTÍNEZ, A. (1993a): "Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000". Full de Estana, 254-2-1. ICGC. Inédito.
- (1993b): "Mapa geològic de Catalunya a escala 1:25.000". Full de Gósol, 254-2-2. ICGC. Inédito.
- MARTÍNEZ, A. y TUDELA, M. (2013): "Els tresors geològics del Parc Natural del Cadí-Moixeró". *Publ. Parc Natural del Cadí-Moixeró*.
- 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.; VERGÉS, J.; CLAVELL, E. y KENNEDY, J. (1989): "Stratigraphic framework of the geometry and structural inversion in the south-eastern Pyrenees: La Garrotxa area". *Geodinamica Acta*, 3: 185-194.
- 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.; BERÁSTEGUI, X.; LOSANTOS, M. y SCHÖLLHORN, E. (2001): "Estructura de los mantos superior e inferior del Pedraforca (Pirineos orientales)". *Geogaceta*, 30: 1-6.
- 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. (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 la Hoja nº 293 (Berga). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Segunda Serie (MAGNA). Primera edición. IGME.
- MÉDUS, J.; FEIST, M.; ROCCHIA, R.; BATTEN, D. J.; BOCLET, D.; COLOMBO, F.; TAMBAREAU, Y. y VILLATTE, J. (1988): "Prospects for recognition of the palynological Cretaceous/Tertiary boundary and an iridium anomaly in nonmarine facies of the eastern Spanish Pyrenees: A preliminary report". *Newsletters on Stratigraphy*, 18 (3): 123-138.
- MEY, P.H.W. (1967): "The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Med.*, 41: 153-220.
- (1968): "Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Med.*, 41: 229-292.
- 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.
- MICO, R. (2014): *Avaluació de la susceptibilitat per fluxos torrencials al vessant nord de la serra del Cadí*. Tesis de licenciatura, Universitat Politècnica de Catalunya.
- MIROUSE, R. (1966): "Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées". Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, 451 p.
- MOERI, E. (1977): "Oberkretazischen schelf sedimente in den central Pyrenäen zwischen río Segre und Llobregat". *Eclogae geol. Helv.*, 70 (1): 193-235.

- MOLINA, D.; NADAL, J. y SORIANO, J.M. (1997): "Caracterización y consecuencias de un deslizamiento en un área marginal del Pirineo oriental (Cava, sierra del Cadí, enero de 1997)". *Pirineos*, 149-150: 63-80.
- MORRE, N. y THIÉBAUT (1964): "Constitution de quelques roches volcaniques permienues de la sierra del Cadí (Pyrénées catalanes)". *Bull. Soc. géol. France*, 7 (6): 389-396.
- 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.
- MOYA, J. y GARCÍA, R. (2015): "Obtención de la curva de magnitud – frecuencia de corrientes de derrubios mediante el uso combinado de datación relativa y datación dendrocronológica. El ejemplo del barranco del Tordó (Prepirineo oriental)". *Resúmenes de la XIII Reunión Nacional de Geomorfología*: 376-379.
- MUJAL, E. (2017): *Registre sedimentari i icnològic del finí-Carbonífer, Permian i Triàssic continentals dels Pirineus catalans: evolució i crisi paleoambientals al equador de Pangea*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 74 p.
- MUJAL, E.; GREYTER, N.; RONCHI, A.; LÓPEZ-GÓMEZ, J.; FALCONNET, J.; DIEZ, J.B.; DE LA HORRA, R.; BOLET, A.; OMS, O.; ARCHE, A.; BARRENECHEA, J.F.; STEYER, J.-S. y FORTUNY, J. (2016a): "Constraining the Permian/Triassic transition in continental environments: Stratigraphic and paleontological record from the Catalan Pyrenees (NE Iberian peninsula)". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 445: 18-37.
- MUJAL, E.; FORTUNY, J.; OMS, O.; BOLET, A.; GALOBBART, À. y ANADÓN, P. (2016b): "Palaeoenvironmental reconstruction and early Permian ichnoassemblage from the NE Iberian Peninsula (Pyrenean Basin)". *Geol. Mag.*, 153 (4): 578-600.
- MUJAL, E.; FORTUNY, J.; PÉREZ-CANO, J.; DINARÉS-TURELL, J.; IBÁÑEZ-INSAE, J.; OMS, O.; VILA, I.; BOLET, A. y ANADÓN, P. (2017): "Integrated multi-stratigraphic study of the Coll de Terrers Late Permian–Early Triassic continental succession from the Catalan Pyrenees (NE Iberian peninsula): A geologic reference record for equatorial Pangea". *Global and Planetary Change*, 159: 46-60.
- 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.
- (2002): "The Pyrenees". En: GIBBONS, W. y MORENO, T. (eds.). *The geology of Spain*. *Geological Society of London*: 370-385.

- (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. y CASAS, J.M. (1996): “Tectonique préhercynienne”. En: Barnolas, A. y Chiron, J.C. (eds.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, BRGM-ITGE: 587-589.
- 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 España a escala 1:50.000, Hoja de Ripoll (256)”. ITGE.
- MUÑOZ, J.A. y CASAS, J.M. (1996): “Tectonique préhercynienne”. En: Barnolas, A. y Chiron, J.C. (eds.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE: 587-1589.
- 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.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969): “Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the south-central Pyrenees, Spain”. *Leidse Geol. Med.*, 42: 143-238.
- NUSSBAUM, F. (1946): “Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen”. *Jahresb. Geogr. Gess. Ver. Buchdruckerei Neukomm & Salchrath*: 247 p.
- NUSSBAUM, F. (1956): “Observations morphologiques dans la région de la Noguera Pallaresa”. *Pirineos*, 12: 39-42.
- 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.
- OLIVA, M.; PALACIOS, D.; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J. M.; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L.; GARCÍA-RUIZ, J. M.; ANDRÉS, N. y HUGHES, P. D. (2019): “Late Quaternary glacial phases in the Iberian peninsula”. *Earth-science reviews*. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015
- OMS, O.; DINARÉS-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, J.; MARMI, J.; VICENS, E. y ESTRADA, R. (2015): “Transitional environments 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

- PADEL, M. (2016): *Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales: approche géochimique, stratigraphique et géochronologique*. Tesis doctoral, Universidad de Lille.
- PADEL, M.; CLAUSEN, S.; ÁLVARO, J.J. y CASAS, J.M. (2018): "Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the eastern Pyrenees, southwestern Europe". *Geologica Acta*, 16: 339- 355.
- 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.
- 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.
- PERRET, M.F. (1985): "La limite Mississippien-Pennsylvanien dans les Pyrénées francaises". En: ESCOBEDO, J. L.; GRANADOS, L. F.; MELENDEZ, B.; PIGNATELLI, R.; REY, R. y WAGNER, R. (eds.). *Dixième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Madrid, 1983, vol. 4: 350–369.
- (1993): "Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (conodontes – foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen". *Strata*, 2 (21): 1-597.
- PEYBERNÉS, B. (1976): *Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Tesis doctoral, Universidad de Toulouse, 459 p.
- (1991): "Les séquences de dépôt du Dogger des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313: 209-214.
- POCH, R.M. y LLOBET, J.B. (eds.) (2010): "Suelos de montaña y cambio global. Guía de excursión: Los suelos de la Cerdanya". Ediciones de la Universitat de Lleida.
- POCH, R.M.; SIMÓ, I. y BOIXADERA, J. (2013): "Benchmark soils on alluvial, fluvial and fluvio-glacial formations of the upper Segre valley". *Spanish Journal of Soil Science*, 3 (2): 73-94.
- 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.

- PORTILLA, M.; CHEVALIER, G. y HÜRLIMANN, M. (2010): "Description and analysis of major mass movements occurred during 2008 in the eastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 1635-1645.
- POUS, J.; LEDO, J.; MARCUELLO, A. y DAIGNIÈRES, M. (1995): "Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees". *Geophys. J. Int.*, 121: 750-762.
- PRAT, M.C. (1980): *Montagues et vallées d'Andorre, étude géomorphologique*. Thèse de III cycle, Inst. de Géogr. de la Univ. de Bordeaux. III, 267 p.
- PUDDU, C. y CASAS, J.M. (2011): "New insights into the stratigraphy and structure of the Upper Ordovician rocks of the la Cerdanya area (Pyrenees)". En: Gutiérrez-Marco, J.C.; Rábano, I. y García-Bellido, D. (eds.). Ordovician of the world. *Publ. IGME, Cuad. Museo Geomin.*, 14: 441-445.
- PUDDU, C.; ÁLVARO, J.; CARRERA, N. y CASAS, J.M. (2019): "Deciphering the Sardinian (Ordovician) and Variscan deformations in the eastern Pyrenees, SW Europe". *Journal of the Geol. Soc. London*, 176: 1191-1206. doi.org/10.1144/jgs2019-057
- 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. y SOLER, M. (1980): "Cardona permits. The Eocene". Informe interno de Unión Explosivos Río Tinto.
- 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.
- QUESADA, C. y OLIVEIRA, J.T. (eds.) (2019): "The geology of Iberia: A geodynamic approach", *Springer Nature Switzerland AG.*, 5 Vol.
- 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.
- REGÚÉS, D. (1995): *Meteorización física en relación con los procesos de producción y transporte de sedimentos en un área acaravada*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 302 p.
- REGÚÉS, D. y GALLART, F. (2004): "Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees)". *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 755-767.

- REGÜÉS, D.; PARDINI, G. y GALLART, F. (1995): "Regolith behaviour and physical weathering clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, eastern Pyrenees". *Catena*, 25: 199-212.
- ROBLES, S. y LLOMPART, C. (1987): "Análisis paleogeográfico y consideraciones paleoicnológicas del Pérmico Superior y Triásico Inferior en la transversal del río Segre (Alt Urgell, Pirineo de Lérida)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 115-130.
- ROQUÉ BERNAL, J.; ŠTORCH, P. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2017): "Bioestratigrafía (graptolitos) del límite Ordovícico-Silúrico en los Pirineos orientales (curso alto del río Segre, Lleida)". *Geogaceta*, 61: 27-30.
- ROSELL, J. (1965): *Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida)*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. *Pirineos*, 21 (75-78): 9-214.
- 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
- ROSELL, J.; LINARES, R. y LLOMPART, C. (2001): "El Garumniense prepirenaico". *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 47-56.
- 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.
- SALVANY, J.M. y BASTIDA, J. (2004): "Análisis litoestratigráfico del Keuper surpirenaico central". *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 3-26.
- 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.
- SANTACANA, N. (2001). *Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya.
- SANTACANA, N.; BAEZA, B.; COROMINAS, J.; PAZ, A.D. y MARTURÍA, J. (2003). "A GIS-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in la Pobla de Lillet area (eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards*, 30: 281-295.
- SANTAMARIA, J. (1983): *Estratigrafía y facies de la Fm Armànies entre los ríos Freser y Arija (prov. Gerona)*. Tesis de licenciatura, Universitat Autònoma de Barcelona.
- SANTANACH, P. (1972): "Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales". *Acta Geol. Hispánica*, 7: 129-132.

- SANZ-LÓPEZ, J. (1995): *Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico Superior–Carbonífero Inferior del Pirineo oriental y central*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- (2002): “Devonian and Lower Carboniferous rocks from the Cadí nappe (eastern Pyrenees)”. En: GARCÍA-LÓPEZ, S. y BASTIDA, F. (eds.). Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight International Conodont Symposium held in Europe. *Publ. IGME, Cuad. Mus. Geomin.*, 1: 419-438.
- (2004): “Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco”. En: VERA, J.A. (ed.). Geología de España. *Soc. Geol. España-IGME*: 250-254.
- (2019): “Silurian, Devonian and pre-Variscan Carboniferous”. En: QUESADA, C. y OLIVEIRA, J.T. (eds.). The geology of Iberia: A geodynamic approach, *Springer Nature Switzerland AG.*, vol. 1: 250-259.
- SANZ-LÓPEZ, J. y SARMIENTO, G.N. (1995): “Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona)”. *XI Jornadas Paleontol.*, Tremp: 157-160.
- SANZ-LÓPEZ, J. y GIL-PEÑA, I. (2002): “Geological outline of the Variscan Pyrenees (NE Spain)”. En: GARCÍA-LÓPEZ, S. y BASTIDA, F. (eds.). Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight International Conodont Symposium held in Europe. *Publ. IGME, Cuad. Museo Geomin.*, 1: 337-347.
- SANZ-LÓPEZ, J.; GIL-PEÑA, I. y RODRÍGUEZ-CAÑERO, R. (2002): “Conodont content and stratigraphy of the Llessui Formation from the south-central Pyrenees”. En: GARCÍA-LÓPEZ, S. y BASTIDA, F. (eds.). Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight International Conodont Symposium held in Europe. *Publ. IGME, Cuad. Mus. Geomin.*, 1: 391-401.
- SANZ-LÓPEZ J.; PERRET, M.F. y VACHARD, D. (2006): “Silurian to Mississippian series of the eastern Pyrenees (Spain), updated by conodonts, foraminifers and algae”. *Geobios*, 39: 709-725.
- SANZ-LÓPEZ, J.; BLANCO-FERRERA, S.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. y GARCÍA-LÓPEZ, S. (2007): “Serpukhovian conodonts from northern Spain and their biostratigraphic application”. *Palaeontology*, 50 (part 4): 883-904.
- SAURA, E.; ARDEVOL, L.; TEIXELL, A. y VERGÉS, J. (2016): “Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagorça basin, southern Pyrenees)”. *Tectonics*, 35. doi:10.1002/2015TC004001
- SCHMIDT, H. (1931): “Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen”. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys.*, 8: 1-85.
- 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.; BUSQUETS, P.; TRAVÉ, A.; MATÓ, E.; SAULA, E.; TOSQUELLA, J.; SAMSÓ, J.M.; FERRÁNDEZ-CAÑADELL, C.; BARNOLAS, A.; ÁLVAREZ, G.; FRANQUÈS, J. y ROMERO, J. (1997): "Marine and transicional middle-upper Eocene sediments of the south-eastern Pyrenean foreland basin". II IGCP-303 Meeting, *Guía de campo*, 50 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.; FERRÁNDEZ-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.; FERRÁNDEZ-CAÑADELL, C.; ÁLVAREZ-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. (1979): "Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees". En: Schlüchter (ed.). *Moraines and varves*: 93-100.
- SERRAT, D. (1980): "Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona)". *Notes de Geografia Física*, 2: 39-55.
- 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". *Il·luda*, II (2): 275-338.
- SOLÉ SABARÍS, L. y LLOPIS, N. (1947): Mapa geológico de la Hoja nº 216 (Bellver de Cerdanyá). Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. Primera Serie. IGME.
- 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.
- SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Tesis doctoral, Universidad de Toulouse, 529 p.
- SPEKSNIJDER, A. (1985): “Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of the southern Pyrenees, Spain”. *Sedim. Geol.*, 44: 179-223.
- SPEKSNIJDER, A. (1986): “Geological analysis of Paleozoic large-scale faulting in the south-central Pyrenees”. *Geol. Ultrajectina*, 43, Utrecht, 211 p.
- ŠTORCH, P.; ROQUÉ BERNAL, J. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C (2018): “A graptolite-rich Ordovician–Silurian boundary section in the south-central Pyrenees, Spain: Stratigraphical and palaeobiogeographical significance”. *Geological Magazine*. doi:10.1017/S001675681800047X
- 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.
- TOMKINS, M.D.; DORTCH, J.M.; HUGHES, P.D.; HUCK, J.; STIMSON, A.; DELMAS, M.; CALVET, M. Y PALLAS, R. (2018): “Rapid age assessment of glacial landforms in the Pyrenees using Schmidt hammer exposure dating (SHED)”. *Quaternary Research*, doi: 10.1017/qua.2018.12
- 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.
- TOSQUELLA, J.; SERRA-KIEL, J.; FERRÁNDEZ, C. y SAMSÓ, J.M. (1998): “Las biozonas de nummulítidos del Paleoceno superior-Eoceno inferior de la cuenca pirenaica”. *Acta Geol. Hispánica*, 31 (1-3): 23-36.
- 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. us9.campaign-archive.com/?u=4a47564901e033ff8ed02480c&id=405833867b
- TURU, V. (2017): "High resolution chronostratigraphy from an ice-dammed palaeo-lake in Andorra: MIS 2 Atlantic and Mediterranean palaeo-climate inferences over the SE Pyrenees". En HUGHES, P.D. y WOODWARD, J.C. (eds.). *Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 433: 1-23.
- TURU, V. y PEÑA, J. L. (2006): "Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos orientales). Parte II: Morrenas y terrazas fluviales". En: PÉREZ-ALBERTI, A. y LÓPEZ-BEDOYA, J. (eds.). *Geomorfología y territorio. Sociedad Española de Geomorfología y Universidad de Santiago de Compostela*: 129-148.
- TURU, V. y VIDAL-ROMANÍ, J.R. (2014): "Évolution géomorphologique ancienne pour une vallée du versant méridional des Pyrénées Orientales. Âge et rythmes de construction de la vallée de la Valira du Nord (Principauté d'Andorre) à partir de données d'isotopes cosmogéniques (^{21}Ne et ^{10}Be)". Colloque International Q9 AFEQ - CNF INQUA, Lyon, Poster session.
- TURU, V.; VIDAL-ROMANÍ, J.R. y FERNÁNDEZ-MOSQUERA, D. (2011a): "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.
- TURU, V.; VIDAL-ROMANÍ, J.R. y FERNÁNDEZ-MOSQUERA, D. (2011b): "Dataciones con isótopos cosmogénicos: Parte II (^{21}Ne): Evolución del relieve andorrano en el Cuaternario y tasas de erosión (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*: 127-131.
- TURU, V.; CALVET, M.; BORDONAU, J.; GUNNELL, Y.; DELMAS, M.; VILAPLANA, J.M. y JALUT, G. (2017): "Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra". En HUGHES, P.D. y WOODWARD, J.C. (eds.). *Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 433. doi.org/10.1144/SP433.6
- ULLASTRE, J.; DURAND-DELGA, M. y MASRIERA, A. (1987): "Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent". *Bol. Geol. y Minero*, 98/1: 3-22.
- (1990): "Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 1: 163-207.
- 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.
- (2004a): "Pedraforca: estratigrafía y estructura (Pirineo Catalán, España)". *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 12: 11-52.

- (2004b): “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.
- VACHARD, D.; COLIN, J.P.; HOCHULI, R.A. y ROSELL, J. (1990): “Biostratigraphie: Foraminifères, palynoflores et ostracodes du Rhétien de Bac Grillera (Pyrénées orientales espagnoles)”. *Geobios*, 23: 521-537
- 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.
- VERA, J.A. (ed.) (2004): “Geología de España”. *Soc. Geol. España-IGME*.
- 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., 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.; SANTAULÀRIA, 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: MASCLÉ, A.; PUIGDEFÀBREGAS, C.; LUTERBACHER, H.P. y FERNÁNDEZ, M. (eds.). Cenozoic foreland basins of western Europe. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 134: 107-134.
- VERGÉS, J.; FERNÁNDEZ, 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.

- 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.
- VIDAL, L.M. (1874): "Datos para el conocimiento del terreno Garumnense de Cataluña". *Boletín de la comisión del Mapa Geológico de España*, 1: 209-247.
- 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. [dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0072579](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0072579)
- 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. (2012): *Els caròfits de les facies continentals i transicionals del Garumnà basal (Cretaci Superior) del Pirineu oriental*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 94 p.
- 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](https://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*. doi: 101344/105000001711
- VIRGILI, C. (1963): "Trias du NE de l'Espagne". Colloque in Trias de la France et des régions limitrophes. *Mém. BRGM*: 469-481.
- WILLIAMS, G.D. y FISCHER, M.W. (1984): "A balanced section across the Pyrenean orogenic belt". *Tectonics* 3 (7): 773-780.
- ZANDVLIET, J. (1960): "The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, central Pyrenees, France/Spain". *Leidse Geol. Med.*, 25: 1-127.
- ZIEGLER, P.A. (1989): "Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in western and central Europe. En: COOPER, M.A. y WILLIAMS, G.D. (eds.). Inversion tectonics. *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 44: 63-85.
- ZWART, H.J. (1979): "The geology of the central Pyrenees". *Leidse Geol. Med.*, 50 (1): 1-74.