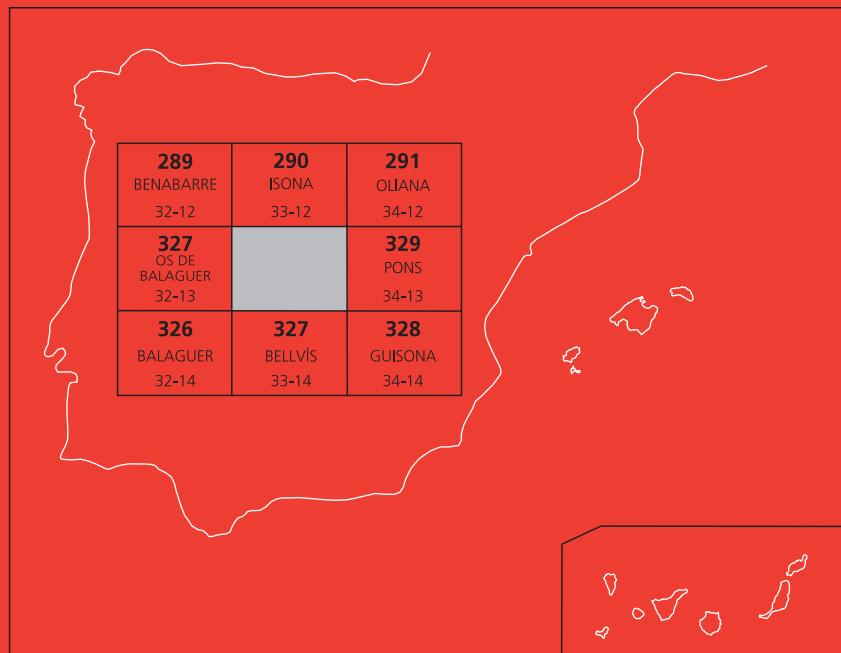




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ARTESA DE SEGRE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ARTESA DE SEGRE

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

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-17-015-3
ISBN: 978-84-9138-040-5
Depósito legal: M-24.014-2017

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

Las presentes Hoja y Memoria (Artesa de Segre-328), han sido realizadas por el Servei Geològic de Catalunya adscrito al Institut Cartogràfic de Catalunya, en los años 1999-2000, mediante convenio y bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

En la formación de esta Hoja y en la redacción de la memoria explicativa ha intervenido el grupo de trabajo coordinado por Eloi Saula i Briansó.

- E. Saula i Briansó (ICC). Materiales mesozoicos, terciarios y estructura tectónica
- J.M. Samsó Escolà (ICC). Materiales mesozoicos, terciarios y estructura tectónica
- J. Escuer Solé (ICC). Geomorfología
- J. Casanovas Petanás (ICC). Cuaternario

Colaboradores

- E. Caus y J.M^a. Bernaus. Micropaleontología del Mesozoico
- J.M. Samsó Escolà (ICC). Micropaleontología del Terciario
- J. Corominas Blanch. Hidrogeología

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

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

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	13
2. ESTRATIGRAFÍA.....	14
2.1. TRIÁSICO.....	14
2.1.1. Ofitas, con coloración verde negruzca (1). Triásico medio-superior. Ladiniense-Noriense.....	15
2.1.2. Calizas grises y dolomías ocres (2). Facies Muschelkalk. Triásico medio. Ladiniense	15
2.1.3. Lutitas y yesos rojos y grises (3). Facies Keuper. Triásico superior. Noriense.....	17
2.2. RETIENSE Y JURÁSICO	17
2.2.1. Calizas y dolomías brechoides (4). Triásico superior. Retiense-Lías inferior. Sinemuriense	17
2.2.2. Yesos grises y blancos. En menor proporción, dolomías y margas (5). Hettangiense	19
2.2.3. Margas negras (ocres por alteración) y calizas y margocalizas ocres (6). Lías superior	19
2.2.4. Dolomías masivas gris oscuras (7). Dogger	20
2.2.5. Dolomías laminadas (8). Malm	20
2.2.6. Calizas micríticas, calizas bioturbadas peletoidales, dolomías ocres y brechas dolomíticas (9). Portlandiense	20
2.3. CRETÁCICO.....	21
2.3.1. Cretácico inferior.....	21
2.3.1.1. Brechas y calizas de trocholinas (10). Cretácico inferior. Berriasiense	21
2.3.1.2. Calizas micríticas con carótitas (11). Fm Prada. Cretácico inferior. Barremiense.....	21
2.3.1.3. Arcillas lateríticas rojas con bauxitas, arenas y gravas de cuarzo (12). Cretácico inferior. Aptiense superior-Albiense probable	22
2.3.2. Cretácico superior	22
2.3.2.1. Areniscas y gravas de cuarzo, lutitas versicolores y calizas ocres (13). Cretácico superior. Santoniense-Campaniense inferior ...	22

2.3.2.2. Calizas bioclásticas (14). Cretácico superior. Campaniense- Maastrichtiense	23
2.3.2.3. Calizas bioclásticas, gravas de cuarzo y lutitas amarillas (15). Cretácico superior. Santoniense-Maastrichtiense	24
2.4. FACIES GARUMNIENSE	24
2.4.1. Calizas micríticas gris oscuras (16). Facies Garumniense. Cretácico superior. Maastrichtiense	25
2.4.2. Arcillas rojas, margas de colores claros y areniscas ocres. (17). Facies Garumniense. Cretácico superior. Maastrichtiense	25
2.5. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO	26
2.5.1. Lutitas y margas marrón, amarillas y localmente rosadas (20). Facies Garumniense. Maastrichtiense-Paleoceno	26
2.5.2. Calizas micríticas grises y beige y lutitas rojas, gris-verdosas y blanquecinas (22). Facies Garumniense. Maastrichtiense-Paleoceno...	26
2.6. PALEÓGENO	27
2.6.1. Paleoceno	27
2.6.1.1. Calizas micríticas grises y beige claro (18). Facies Garumniense. Paleoceno inferior	27
2.6.1.2. Arcillas rojas y grises. En menor proporción, calizas, areniscas y conglomerados, limos carbonatados y yesos (19). Facies Garumniense. Paleoceno	27
2.6.1.3. Calizas micríticas y margas grises, rojas y blanquecinas (21). Facies Garumniense. Tanetiense.....	28
2.6.2. Eoceno inferior	29
2.6.2.1. Calizas blancas, beige y rosadas con alveolinas (23). Fm Cadí, Fm Ager. Ilerdiense inferior y medio	29
2.6.2.2. Areniscas líticas con glauconita (24). Fm Baronía. Ilerdiense medio	30
2.6.2.3. Margas gris azuladas (25). Fm Pasarela. Ilerdiense superior ...	31
2.6.2.4. Areniscas y arcillas (26). Fm Ametlla. Ilerdiense superior- Cuisiense inferior.....	31
2.6.2.5. Areniscas, conglomerados gravosos y margas ocres y grises (27). Fm Corçà. Cuisiense-Luteciense	32
2.6.3. Eoceno medio	32
2.6.3.1. Arcillas rojas y conglomerados. En menor proporción, calizas arenosas blanquecinas, margocalizas y margas verdosas (28). Luteciense inferior	32
2.6.3.2. Calizas bioclásticas (29). Luteciense inferior y medio	33
2.6.3.3. Conglomerados y calizas bioclásticas (30). ¿Luteciense- Bartonense?	34
2.6.4. Eoceno superior-Oligoceno inferior	35

2.6.4.1. Yesos blancos. En menor proporción, margas gris verdosas. Muy esporádicamente, areniscas (31). Fm Barbastro. Eoceno superior	35
2.6.4.2. Margas y margocalizas blancas y grises, arcillas rojas, areniscas grises y ocres y yesos blancos y grises (32). Eoceno superior. Priaboniense	35
2.6.4.3. Limolitas carbonatadas, y esporádicamente, areniscas finas (33). Fm Limolitas de Torà. Eoceno superior	36
2.6.4.4. Areniscas en capas planoparalelas y margas grises. En proporción muy baja, yesos y lutitas marrones o asalmonadas (34). Oligoceno inferior	36
2.6.4.5. Lutitas marrón-rosadas y areniscas grises (35). Oligoceno inferior	37
2.6.4.6. Conglomerados. En menor proporción, lutitas marrones (36). Oligoceno inferior	38
2.6.4.7. Conglomerados brechoides (37). Eoceno superior-Oligoceno inferior	38
2.6.5. Oligoceno inferior-Oligoceno superior	39
2.6.5.1. Yesos blancos y margas blanquecinas. Esporádicamente, gypsarenitas y areniscas grises (38). Parte alta de la Fm Barbastro. Oligoceno inferior	39
2.6.5.2. Lutitas marrones, rojas, puntualmente grises y areniscas grises. Muy esporádicamente, yesos blancos y conglomerados (39). Oligoceno	39
2.6.5.3. Conglomerados y lutitas ocres y rojizas. En menor proporción, areniscas conglomeráticas (40). Oligoceno	41
2.6.5.4. Areniscas grises y asalmonadas en capas planoparalelas, margas grises y arcillas rojas (41). Oligoceno inferior	41
2.6.5.5. Lutitas grises y rosadas, areniscas grises, yesos blancos, margocalizas y calizas micríticas (42). Oligoceno inferior	42
2.6.5.6. Conglomerados polimíticos con grandes cantos de cuarzo (43). ¿Oligoceno inferior?	42
2.6.5.7. Conglomerados masivos con bloques (44). Oligoceno inferior	43
2.6.5.8. Conglomerados monomíticos grises (45). Oligoceno superior	44
2.6.5.9. Lutitas marrones y rojas y areniscas grises (46). Oligoceno superior	44
2.6.5.10. Lutitas marrones, rojas y ocres y areniscas grises (47). Oligoceno superior	44
2.6.5.11. Conglomerados masivos con cantos de yeso (48). Oligoceno	45

2.6.6. Oligoceno superior-Mioceno inferior.....	45
2.6.6.1. Conglomerados masivos (49). Oligoceno superior	45
2.7. CUATERNARIO	45
2.7.1. Depósitos fluviales	46
2.7.1.1. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (50). Terraza +80 y +110. Pleistoceno Inferior	46
2.7.1.2. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (51). Terraza +40 y +60. Pleistoceno inferior-medio	46
2.7.1.3. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (52). Terraza +20. Pleistoceno superior-medio.....	46
2.7.1.4. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (53). Terraza +10. Pleistoceno superior	46
2.7.1.5. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa, que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (54). Terraza +1 y +3. Holoceno.....	47
2.7.1.6. Gravas y gravillas polimícticas muy rodadas con lentejones de arenas de tamaño medio a grueso (55). Barras actuales. Holoceno	47
2.7.1.7. Limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas (56). Fondo de valle plano. Pleistoceno superior-Holoceno	47
2.7.2. Depósitos kársticos	48
2.7.2.1. Limos rojizos tipo "terra rossa" (57). Depósitos kársticos. Pleistoceno-Holoceno	48
2.7.3. Depósitos poligénicos	48
2.7.3.1. Gravas rodadas de litología exclusivamente carbonatada con matriz arenosa o limosa (58). Pleistoceno inferior-medio.....	48
2.7.3.2. Limos o limos arenosos con abundantes gravillas y cantes dispersos o formando niveles (59). Pleistoceno superior-Holoceno	48
2.7.3.3. Limos con cantes dispersos (60). Glacis laterales. Pleistoceno superior-Holoceno	49
2.7.3.4. Gravas subangulosas con matriz limosa y limos con cantes dispersos (61). Glacis. Pleistoceno superior-Holoceno.....	49
2.7.4. Depósitos de laderas.....	50
2.7.4.1. Bloques y cantes con matriz heterométrica o limos con abundantes cantes dispersos (62). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno	50

3. TECTÓNICA	50
3.1. SINCLINAL DE AGER-MEIÀ Y DOMO DE SANT MAMET	52
3.2. FRACTURA DE ALÒS-MONTARGULL	53
3.3. AFLORAMIENTOS TRIÁSICOS DE LES AVELLANES Y ALÒS DE BALAGUER	54
3.4. LÁMINA DE MONTROIG, ZONA DE ESTRUCTURAS N-S Y LÁMINA DE RUBIÓ ..	54
3.5. LÁMINA DE MONTSONÍS-SERRA MOSQUERA	55
3.6. CABALGAMIENTO DE ARTESA DE SEGRE	56
3.7. LÁMINAS CABALGANTES CON SEDIMENTOS DEL EOCENO MEDIO.....	57
3.8. ANTEPAÍS	58
4. GEOMORFOLOGÍA	59
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	59
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	59
4.2.1. Antecedentes	59
4.2.2. Estudio morfoestructural	60
4.2.2.1. Enmarque morfoestructural.....	60
4.2.2.2. Unidades morfoestructurales	60
4.2.2.2.1. Las sierras marginales orientales.....	61
a) El domo de Sant Mamet	61
b) Las unidades transversas del Segre medio	61
4.2.2.2.2. Los relieves del antepaís	62
a) Las plataformas subhorizontales del Segre medio	62
4.2.3. Estudio del modelado	63
4.2.3.1. Formas estructurales.....	63
4.2.3.2. Formas fluviales.....	64
4.2.3.3. Formas kársticas	65
4.2.3.4. Formas poligénicas	65
4.2.4. Las formaciones superficiales	65
4.2.4.1. Formaciones superficiales de ladera	66
4.2.4.2. Formaciones superficiales de origen fluvial.....	66
4.2.4.3. Formaciones superficiales de origen poligénico.....	67
4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	69
4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	69
5. HISTORIA GEOLÓGICA	70
5.1. TRIÁSICO-JURÁSICO: EL PERÍODO DISTENSIVO	70
5.2. EL CRETÁCICO INFERIOR: EMERSIÓN AL S Y FORMACIÓN DEL SURCO PIRENAICO AL N	70
5.3. CRETÁCICO SUPERIOR: LA TRANSGRESIÓN DEL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL PRINCIPIO DE LA ESTRUCTURACIÓN PIRENAICA	71

5.4. PALEOCENO-EOCENO MEDIO: PRIMERAS DEFORMACIONES EN EL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES Y EMPLAZAMIENTO DEL MANTO DEL MONTSEC	71
5.5. EOCENO MEDIO: TECTÓNICA DE CABALGAMIENTOS EN EL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES.....	72
5.6. EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO INFERIOR: DEFORMACIÓN DEL ANTEPAÍS Y EMPLAZAMIENTO DEL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES	72
5.7. OLIGOCENO INFERIOR-OLIGOCENO SUPERIOR: DEPÓSITOS POSTERIORES A LA FM BARBASTRO	73
5.8. OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR: LAS ESTRUCTURAS MÁS MODERNAS	73
5.9. MIOCENO INFERIOR-CUATERNARIO	73
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	74
6.1. RECURSOS MINERALES-MINERÍA Y CANTERAS.....	74
6.1.1. Minería.....	74
6.1.1.1. Minerales metálicos.....	74
6.1.1.1.1. Mineralizaciones de Al (bauxita)	74
6.1.1.1.2. Mineralizaciones de Cu (malaquita)	74
6.1.1.2. Minerales no metálicos.....	74
6.1.2. Canteras.....	74
6.1.2.1. Rocas industriales	74
6.2. HIDROGEOLOGÍA	75
6.2.1. Climatología.....	76
6.2.2. Las aguas superficiales.....	77
6.2.3. Las aguas subterráneas.....	78
6.2.4. Las unidades hidrogeológicas.....	82
6.2.4.1. Definición.....	82
6.2.4.1.1. El Sistema Tremp-Isona.....	82
6.2.4.1.2. El Sistema de las Sierras Marginales Catalanas.....	82
6.2.4.1.3. El Sistema Paleógeno de la Depresión del Ebro	82
6.2.4.1.4. El Sistema de los Aluviales de la Depresión del Ebro	82
6.2.4.2. La unidad del Montsec	83
6.2.4.3. La unidad paleógena de Montclús-Sant Mamet	83
6.2.4.4. Unidad mesozoica de Montclús-Sant Mamet	83
6.2.4.5. Unidad periférica Ivars-Artesa-Montmagastre	84
6.2.4.5.1. Subunidad de Camarasa	84
6.2.4.5.2. Subunidad de Montsonís.....	84
6.2.4.5.3. Subunidad de Alentorn-Artesa	85
6.2.4.5.4. Estructura diapírica de Montmagastre	85

6.2.4.6. Unidad mesozoica Montroig-Carbonera-Boada	85
6.2.4.6.1. Sierra de Montroig	85
6.2.4.6.2. Sierra Carbonera	86
6.2.4.6.3. Sierra de Boada	86
6.2.4.7. Unidad paleógena de la depresión del Ebro	86
6.2.4.8. Unidad aluvial del Segre	87
6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	87
6.3.1. Área 1	87
6.3.1.1. Zona 1.1	87
6.3.1.2. Zona 1.2	88
6.3.1.3. Zona 1.3	88
6.3.1.4. Zona 1.4	88
6.3.2. Área 2	89
6.3.2.1. Zona 2.1	89
6.3.2.2. Zona 2.2	89
6.3.3. Área 3	89
6.3.3.1. Zona 3.1	89
6.3.3.2. Zona 3.2	89
6.3.3.3. Zona 3.3	90
6.3.3.4. Zona 3.4	90
6.3.4. Área 4	90
6.3.4.1. Zona 4.1	90
6.3.4.2. Zona 4.2	90
6.3.4.3. Zona 4.3	90
6.3.4.4. Zona 4.4	90
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	91
7.1. MONTAÑA DE SANT SALVADOR (CAMARASA)	91
7.2. MINA DE LES COMS (MONTAÑA DE SANT MAMET, ALÒS DE BALAGUER)	91
7.3. ERMITA DEL CASTILLO DE SANT LLORENÇ DE MONTGAI (CIMA DE LA SIERRA DE SANT CRISTÒFOL)	91
7.4. PLIEGUES DE LA SIERRA DE MONTCLAR (EN LA CARRETERA DE ARTESA DE SEGRE A AGRAMUNT)	91
8. BIBLIOGRAFÍA	93

1. INTRODUCCIÓN

“El valle se abre en la cuenca keuperiense de Alos. Bajo el verde intenso de las viñas, las arcillas versicolores y su sal resplandeciente al sol afloran en las entalladuras de los barrancos y están dominadas por el perfil extraño de las barras de Muschelkalk. Encima de una de ellas, en la extremidad de un espolón, el pueblo fortificado de Alos aprieta sus casas, abanicos de luz vistos desde el exterior, abrigando, a lo largo de las callejuelas por donde se escabullen las mulas, mucha sombra, suciedad y moscas”

P. BIROT (1937).

Recherches sur la geomorfologie des Pyrénées Orientales franco-spagnoles.

La Hoja de Artesa de Segre está situada en la provincia de Lérida y comprende el sector más oriental de las Sierras Exteriores (Sierras Marginales en la denominación geológica) y una pequeña parte de la zona norte de la Depresión del Ebro. En el extremo septentrional de la Hoja, algunos relieves corresponden a estribaciones de la Sierra del Montsec, situada más al norte. La cota topográficamente más elevada corresponde a la Sierra de Sant Mamet (1.388 m) y las zonas más deprimidas se sitúan al sur de la Sierra Llarga, que se extiende en dirección E-O en el extremo meridional de la Hoja. Dos importantes ríos pirenaicos discurren, generalmente encajonados, en los relieves de las sierras y de la depresión. El río Segre corta, de E a O, la mitad meridional de la Hoja. El Noguera Pallaresa, con un recorrido N-S, está embalsado en toda la zona y desemboca en el río Segre en el estrecho de Camarasa. Desde el punto de vista geológico, comprende el sector oriental de las Sierras Marginales, consideradas el manto más meridional de los que forman la Unidad Surpirenaica Central, y el margen N de la cuenca de antepaís del Ebro. Se da, por lo tanto, un claro paralelismo entre la zonación geográfica y las unidades geológicas principales.

Las Sierras Marginales están formadas por un conjunto plegado e intensamente fracturado de sedimentos de edad comprendida entre el Triásico y el Oligoceno, con un claro predominio de depósitos carbonatados. En el antepaís, predominan los sedimentos detríticos finos y cabe destacar el ancho afloramiento yesífero que forma el núcleo del anticlinorio de Cubells. Esta estructura puede considerarse la rama norte del denominado “anticlinal de yesos de Barbastro-Balaguer” y es el accidente más remarcable del antepaís.

Los estudios estratigráficos, estructurales y cartográficos sobre las Sierras Marginales, y en particular de la región de Camarasa-Artesa de Segre, eran ya relativamente abundantes mediados los años treinta. Entre estos trabajos destacan los de DALLONI (1930), MISCH (1934) y SELZER (1934), RÍOS y ALMELA (1953) establecen la cartografía de la Hoja a escala 1/50.000, dentro de la primera serie del Mapa Geológico de España.

Otros trabajos posteriores proporcionan información estratigráfica (SOUQUET, 1967) y paleontológica (CAUS, 1974; PONS, 1977). Las aportaciones al conocimiento de la estructura pirenaica más importantes de los años setenta (SÉGURET, 1972; GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972; GARRIDO-MEGÍAS, 1973) prestan escasa atención a las Sierras Marginales. Este hecho empuja a POCOVÍ (1978) a realizar un trabajo que describe pormenorizadamente tanto la estratigrafía como la estructura de las Sierras Marginales. Esta obra constituye una herramienta indispensable para conocer la geología del sector.

Posteriormente, el corte de sísmica profunda ECORS-Pirineos, trazado perpendicularmente a la dirección de la cadena desde la cuenca de Aquitania, al N, hasta la cuenca del Ebro, atraviesa la Hoja a la longitud del meridiano de Rubió. Entre las interpretaciones de este corte que se han referido a las Sierras Marginales, cabe citar las de MUÑOZ (1992) y BERÁSTEGUI *et al.* (1993). Posteriormente, el trabajo de VERGÉS (1993) renueva parte de la interpretación tectónica del sector, ofreciendo numerosos cortes geológicos enmarcados en el ámbito de la Hoja y aportando nuevos datos sobre la evolución tectosedimentaria.

Finalmente, los trabajos más recientes están centrados en el análisis de la relación entre la sedimentación y la tectónica. Se basan preferentemente en el estudio de depósitos detriticos sintectónicos en el sector más meridional de las Sierras Marginales o en el antepaís deformado (MEIGS *et al.*, 1996; SAULA y SAMSÓ, 1996; TEIXELL y MUÑOZ, 2000).

El mapa geológico y la memoria que aquí se presentan incorporan datos de todos los trabajos citados anteriormente. Como consecuencia, la cartografía de las unidades detriticas continentales oligocenas ofrece mayor detalle que mapas precedentes. Además, se ha esbozado una correlación entre los depósitos continentales aflorantes al sur y al norte del anticlinorio de yesos, basada en considerar la equivalencia entre la discordancia que corta el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales con la discordancia aflorante al sur del anticlinorio. Esto ha permitido la división de la sucesión estratigráfica continental en dos tramos, uno de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y otro más moderno de edad Oligoceno inferior-Oligoceno superior. En las Sierras Marginales, una parte del conjunto de sedimentos perteneciente a la unidad de "calizas de alveolinas", de edad llerdiense, es atribuido en el presente trabajo al Luteciense. La estructura aporta también la nueva visión de los trabajos recientes, particularmente en lo que concierne al antepaís.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. TRIÁSICO

El Triásico del dominio de las Sierras Marginales aflora de forma generalizada en los frentes de los cabalgamientos y en extensas áreas donde no existe cobertura post-triásica. En ambas situaciones los sedimentos están fuertemente tectonizados y en ningún caso la sucesión estratigráfica del Triásico se muestra con continuidad estratigráfica. Comprende tres unidades litoestratigráficas que de base a techo son: calizas y dolomías del Muschelkalk, lutitas, yesos y dolomías del Keuper y calizas de la Formación Isábena. La serie triásica se presenta por lo tanto incompleta al faltar el término más inferior, el Buntsandstein. En general, los carbonatos del Muschelkalk se disponen a través de contactos mecánicos englobados entre sedimentos del Keuper, lo que dificulta la determinación de su posición estratigráfica. El Keuper presenta asimismo intrusiones de masas ofíticas, hecho que complica también la disposición estructural de los materiales triásicos. Las calizas del Retiense (Fm Isábena) han sido cartografiadas conjuntamente con las calizas del Lías inferior, dada su escasa potencia y se describen en aquella unidad. En esta hoja los mayores afloramientos triásicos corresponden al sector oriental del afloramiento de Les Avellanés, el afloramiento de Alòs de Balaguer y a los frentes de cabalgamiento de las láminas de Montroig, Sant Llorenç de Montgai y Montsonís.

2.1.1. Ofitas, con coloración verde negruzca (1). Triásico medio-superior. Ladinense-Noriense

Los yacimientos de ofitas están emplazados en todos los casos en los sedimentos del Keuper (3), donde se disponen de forma desordenada. Tienen una paragénesis mineralógica muy constante y una textura ofítica bien desarrollada (LAGO y POCOVÍ, 1982). La paragénesis primaria la componen olivino, augita-endiópsido, augita pigeonítica y labrador fundamentalmente, a los que hay que añadir un contenido variable en opacos (magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita), y en menor proporción los minerales de hornblenda, biotita, clorita, apatito y cuarzo. La paragénesis de esta roca resulta afectada por procesos transformativos tardimagnáticos y post-magnáticos, como la saussuritización, cloritización, seritización y otros. La textura ofítica está constituida por grandes cristales de clinopiroxeno (augita y augita pigeonítica) entre los cuales y también sobre ellos mismos se desarrollan microcristales de plagioclasa (labrador). Esta textura proporciona una elevada cohesión a la roca.

A causa del efecto térmico provocado por el emplazamiento de la ofita, el Keuper experimenta un metamorfismo de contacto de muy bajo grado (LAGO, 1980). Cuando los contactos originales están bien conservados se observa que el Keuper experimenta una intensa compactación, una acentuada decoloración con adquisición de tonalidades amarillo blanquecinas y una laminación paralela al plano de contacto. La extensión de este nivel de metamorfismo no excede los 5 m. Cuando los contactos originales han experimentado posteriores movilizaciones se aprecia un nivel cataclástico compuesto por cantos de ofita más o menos brechificados. La meteorización de las ofitas se manifiesta en una disyunción bolar con desarrollo de láminas concéntricas de ofita con cristalinidad creciente hacia el centro. Cuando la meteorización se ha desarrollado en zonas muy favorables llega a determinar un nivel de cantos arenosos y también un suelo autóctono. Este proceso puede alcanzar una amplia extensión superficial pero su profundidad generalmente no excede el metro. La geometría de las masas ofíticas es diversa, si bien predominan los desarrollos de tipo subcircular o elíptico.

El tamaño de los afloramientos es del orden de las decenas o centenas de metros medidos en cualquiera de las dimensiones del espacio. El afloramiento de la ladera S de la sierra del Mont-roig, en el barranco de Los Ulls, es el de mayores dimensiones, con un frente (x) de 175 m, un fondo (y) de 1.250 m y una potencia (z) de 80 m (LAGO y POCOVÍ, 1982). Las intrusiones ofíticas de esta zona nunca llegan a afectar a las calizas y dolomías atribuidas al Rethiense y la presencia de estructuras fluidales en tales masas intrusivas sugiere que su emplazamiento tuvo lugar por debajo de una película muy tenue de sedimentos, por lo tanto durante la sedimentación del Keuper y con anterioridad al Rethiense (LAGO y POCOVÍ, 1981).

2.1.2. Calizas grises y dolomías ocres (2). Facies Muschelkalk. Triásico medio. Ladinense

Las calizas y dolomías del Muschelkalk son los sedimentos más antiguos que se reconocen en la Hoja de Artesa de Segre. A partir de criterios litológicos, paleontológicos y sedimentológicos, se puede dividir el Muschelkalk en tres tramos, que de base a techo son: a) Tramo de dolomías ocres; b) Tramo de calizas grises; y c) Tramo de calizas y dolomías tableadas. Esta subdivisión concuerda con la realizada por CALVET y ANGLADA (1987) y CALVET *et al.*, (1994) en el Muschelkalk sudpirenaico, y por CALVET (1996) en el área de Les Avellaneras.

El tramo de dolomías ocres consiste en una sucesión de dolsparitas y dedolsparitas, estratificadas en capas centimétricas con estructuras tractivas o en capas decimétricas generalmente masivas. A techo puede encontrarse un nivel lutítico gris-verdoso de 1 m de potencia. La potencia del conjunto es de 6 m y se interpreta como un depósito mareal.

El tramo de calizas grises presenta una alternancia de "mudstones-wackestones", "packstones" y "grainstones" estratificados en capas de espesor decimétrico y en menor medida centimétrico. Los "mudstones-wackestones" presentan laminación milimétrica plana y bioturbación. Sus componentes principales son los fragmentos de bivalvos y los ostrácodos. Como componentes secundarios cabe citar los fragmentos de placas de equinodermos, los foraminíferos (*Nodosariidae*), gasterópodos, peloides y granos de cuarzo de tamaño limo. Los "packstones" tienen como componentes principales los ostrácodos y los peloides y secundarios a bivalvos, foraminíferos y equinodermos. Los "grainstones" son oolíticos, su estratificación es decimétrica y presentan abundantes estructuras tractivas. A techo del tramo se reconoce un nivel de acumulación de bioclastos constituido por equinodermos, bivalvos y foraminíferos (*Involutinidae* y *Nodosariidae*) principalmente. Cuando este tramo se encuentra dolomitizado, puede presentar facies de dolmicritas con fantasma de ooides y equinodermos en capas decimétricas, facies de dolsparitas masivas en capas de hasta 2 m de potencia, o bien de dolomías en capas de 1 m de potencia en las cuales puede observarse fantasma de romboedros formados por cristales anhedrales de calcita. La potencia del tramo se sitúa alrededor de 20 m. El ambiente sedimentario se atribuye a un medio de plataforma (rampa) restringida poco energético.

El tramo superior son "mudstones" y dolmicritas oscuras tableadas, en capas de espesor centimétrico. Los "mudstones" forman la parte baja del tramo y presentan laminación milimétrica plana, localmente "papar lamination" y bioturbación. La base y el techo de las capas pueden presentar acumulaciones de bivalvos del tipo *Pseudocorbula* y *Bakevillia*. Las dolmicritas afloran en la parte alta del tramo y presentan laminación milimétrica plana y crenulada. Localmente se reconocen pseudomorfos lensoroidales. Estos sedimentos gradan a las lutitas ocres y grises de la base del Keuper. La potencia es de unos 20 m y se interpretan como depósitos de "sabkha" carbonatada.

La asociación de foraminíferos identificada a techo del tramo de calizas grises y formada por *Nodosaria Ordinata* TRIFONOVA, *Nodosaria hoae* TRIFONOVA, *Astrocolomia cordevolica* OBERHAUSER, *Glomospira sinensis* HO, *Nodosaria* sp., *Lenticulina*? y en concreto la presencia de *Lamelliconus procerus* LIEBUS determina una edad Ladinense superior (Longobardiense) para este tramo del Muschelkalk. Una asociación similar de foraminíferos ha sido reconocida a techo de este tramo del Muschelkalk en otras zonas pirenaicas (MÁRQUEZ et al., 1990; MÁRQUEZ et al., 1994).

La potencia de esta unidad cartográfica se sitúa alrededor de 46 m, aunque por lo general el Muschelkalk aflora incompleto al faltar el tramo inferior, el tramo superior o ambos debido a laminación tectónica. Asimismo, tanto el tramo inferior como el superior pueden aflorar separadamente, aislados en las lutitas y yesos del Keuper. Una serie bastante completa puede realizarse inmediatamente al O de Alòs de Balaguer, cerca del puente sobre el río Segre, en un sinclinal tumbado de dirección E-O. El tramo superior del Muschelkalk, cuando está muy brechificado, es aprovechado en pequeñas canteras para extracción de áridos.

2.1.3. Lutitas y yesos rojos y grises (3). Facies Keuper. Triásico superior. Noriense

Los sedimentos de la facies Keuper que se reconocen en esta hoja, afloran generalmente en forma de masas de lutitas y yesos deformados en los que no es posible distinguir ninguna de las divisiones establecidas clásicamente en el Keuper de los Pirineos (CALVET y ANGLADA, 1987; SALVANY, 1990; CALVET *et al.*, 1993). Localmente, a techo de las calizas y dolomías del Muschelkalk y en tránsito gradual hacia éstas, se reconocen lutitas amarillentas y carbonatos ocres y grises.

Los carbonatos son dolomías brechoides con cantos dentimétricos a decimétricos de dolomías cementadas por cemento esparítico. Estos depósitos pueden correlacionarse con los que en el Pirineo constituyen la unidad de lutitas grises y carbonatos, situada a la base del Keuper, a los que puede atribuirse un espesor de 30-40 m. Se interpreta que forman ciclos mareales somerizantes y se depositaron en una laguna con influencia marina.

Los yesos son rojos y grises, con litofacies laminadas y nodulosas. Presentan intercalaciones de lutitas rojas. Su potencia es desconocida, aunque alcanza como mínimo los 70 m.

Otro tramo característico que puede reconocerse en algunas secciones es el tramo de lutitas verdes y carbonatos de la parte superior del Keuper. La parte más baja la constituyen lutitas rojas, que son sustituidas progresivamente por lutitas de colores verdosos y ocres. Hacia techo se intercalan niveles de poco espesor (5-50 cm) de calizas, dolomías y brechas carbonatadas. Las calizas pueden ser "mudstones" peloídicales con señales de desecación, "wackestones-packstones" de peloídes, ostrácodos, granos de cuarzo y el foraminífero *Glomospira sinensis* HO y también "grainstones" oolíticos. Las dolomías son básicamente dolmicritas, en las que puede reconocerse laminación milimétrica plana, "ripples" de oscilación y domos estromatolíticos. Las brechas son más abundantes hacia la parte alta de la unidad. Estos sedimentos pueden reconocerse a la base de las calizas retienses y jurásicas de una de las láminas cabalgantes plegadas de Sant Salvador (Camarasa). La potencia de este tramo es de algunas decenas de metros y presenta un contacto gradual hacia las calizas suprayacentes, de edad Retiense. Se trata de facies lagunares alternando períodos de inundación marina con períodos de desecación y condiciones hipersalinas. La edad de este tramo, por correlación con zonas vecinas, se atribuye al Triásico superior. La potencia del Keuper en su conjunto no ha podido establecerse. En localidades de la hoja vecina de Os de Balaguer ha sido estimada en unos 150-200 m (CALVET, 1996).

2.2. RETIENSE Y JURÁSICO

A techo del tramo de lutitas y yesos de facies Keuper se reconoce un conjunto formado por calizas, dolomías y localmente yesos en la base, margas en la parte intermedia y dolomías en la parte superior, de edad Jurásico. Localmente, los metros basales del conjunto pueden corresponder al Retiense.

2.2.1. Calizas y dolomías brechoides (4). Triásico superior. Retiense-Lías inferior. Sinemuriense

Este tramo carbonatado se sitúa entre los sedimentos finos del Keuper y las margocalizas de la unidad suprayacente. Se distingue un primer tramo de calizas, un tramo intermedio de brechas

dolomíticas y un tramo superior de calizas. Cuando el tramo basal de calizas contiene una intercalación de limolitas y areniscas rojizas, se atribuye las calizas situadas por debajo de dicho tramo al Retiense. En este caso, la sucesión comprendería, de base a techo:

Calizas beige-amarillentas. Se trata de una alternancia de "mudstones" finamente estratificados y laminados con "grainstones" oolítico-bioclásticos que presentan laminación cruzada de pequeña y mediana escala, en capas de espesor generalmente decimétrico. La serie puede estar parcialmente dolomitizada. El contenido fosilífero incluye fragmentos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos, ostrácodos y foraminíferos. La presencia del foraminífero *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) determina una edad Retiense (CALVET, 1996). ARNAL *et al.* (1994) definen este tramo en la vertiente surpirenaica como Formación Isábena. Se trata de depósitos de rampa carbonática, con desarrollo de barras oolíticas. La potencia es de unos 15 m. El límite inferior es un tránsito gradual con las lutitas y dolomías de la parte alta del Keuper. El techo del tramo puede contener elementos ferruginizados, nódulos de chert y granos de cuarzo. Este tramo puede reconocerse en las láminas cabalgantes superiores de la colina de Sant Salvador, a la base de la serie luteciense de la lámina cabalgante de Sant Llorenç de Montgai y en la lámina cabalgante de Artesa de Segre.

Areniscas y lutitas de color rojo vinoso. Están estratificadas en capas de espesor centimétrico y decimétrico. Presentan laminaciones paralelas y cruzadas de pequeña y mediana escala. Contienen abundantes elementos de origen volcánico. La potencia del tramo es de unos 5 m. En otras localidades de la vertiente surpirenaica, ha sido descrito en idéntica posición estratigráfica un nivel de brechas ferruginosas correlacionable con la brecha de Dubar, descrita en los pirineos franceses y cuyos materiales piroclásticos corresponderían a la emisión de ofita (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972). Según este esquema, los sedimentos descritos podrían ser también correlacionables con la brecha de Dubar y su edad se situaría aproximadamente en el límite Retiense-Hettangiense. Estos depósitos han sido reconocidos en las láminas cabalgantes superiores de la colina de Sant Salvador y en la lámina cabalgante de Artesa de Segre.

Calizas micríticas grises con estratificación muy fina. Presentan laminación paralela y ondulada (deformaciones y posibles estromatolitos). La potencia es de unos 8 m. Se trata de depósitos inter a supramareales. La edad es Hettangiense.

Dolomías brechoides estratificadas masivamente. Los cantes son muy angulosos y tienen coloraciones grises, ocres, rojizas y negras. Algunos cantes están laminados. La potencia es muy variable y oscila entre pocos metros y alrededor de 100 m. Las brechas aparecen lateralmente como evaporitas (5). Se interpretan como depósitos de "sabkha" o "lagoon" hipersalino, con depósitos de dolomita y anhidrita, cuya posterior disolución provocó el colapso y brechificación de los materiales. La edad es Hettangiense (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972; FAURÉ, 1984).

Calizas grises y blanquecinas. En la base del tramo predominan los "mudstones", donde pueden presentar intercalaciones de niveles de dolomías brechoides. Están estratificados finamente y muestran laminación paralela bien desarrollada. En la parte superior predominan "wackestones", "packstones" y "grainstones" de bioclastos y oolitos, con abundantes estructuras trictivas tipo "ripple", "linsen" y "flaser". Están estratificados en capas de potencia centimétrica y decimétrica y se ordenan en ciclos estratocrecientes, interpretados como secuencias mareas.

somerizantes. Entre los restos bioclásticos son frecuentes los foraminíferos, equinídos, bivalvos, braquiópodos y crinoides. La potencia del tramo oscila entre algunas decenas de metros y 170 m medidos en la sierra de Montroig (POCOVÍ *et al.*, 1982) y su edad comprende la parte alta del Hettangiense y el Sinemuriense (FAURÉ, 1984). Es el tramo más alto de la unidad y a su techo se sitúa un “hard-ground” poco desarrollado.

2.2.2. Yesos grises y blancos. En menor proporción, dolomías y margas (5). Hettangiense

Esta unidad aflora en la vertiente meridional de las sierras de Sant Jordi y Montroig, acuñándose lateralmente hacia el E (no se reconoce en Serra Boada) y el O (disminuye su espesor rápidamente). No se conoce su evolución hacia el N en el ámbito de la Hoja, al no volver a aflorar la parte baja del Lías, aunque no se encuentran en el manto del Montsec. Esta unidad de yesos fue atribuida sucesivamente al Keuper por VIDAL (1898), al Retiense por MISCH (1934) y FORTIN (1963) y al Hettangiense por DELMAS *et al.* (1971), que citan su probable equivalencia con la “Zona de la Anhidrita” del Hettangiense de Aquitania. GARRIDO y RÍOS (1972) y FAURÉ (1984) consideran estos depósitos equivalentes laterales de las dolomías brechoides (4), por lo que su edad es situada también en el Hettangiense por estos autores.

Los yesos están estratificados en capas de potencia centimétrica y decimétrica. Localmente pueden observarse secuencias de potencia decimétrica que alternan dolomías con porosidad fenestral, dolomías brechoides, margas grisáceas y yeso. Son interpretadas como secuencias de colmatación de “sabkha” (FAURÉ, 1984). La pequeña lámina cabalgante que se reconoce en el bloque inferior de la lámina principal del Montroig, al E de Camarasa, muestra un predominio de facies dolomíticas y margosas para esta unidad. La máxima potencia de la unidad es de 400 m, medidos en la sierra del Montroig (POCOVÍ *et al.*, 1982). El límite inferior de esta unidad es en esta Hoja un contacto mecanizado con arcillas y yesos del Keuper o con dolomías y calizas micríticas atribuidas al Muschelkalk, aunque no se descarta que puedan corresponder al Retiense.

2.2.3. Margas negras (ocres por alteración) y calizas y margocalizas ocres (6). Lías superior

La unidad presenta tramos margosos de potencia métrica y decamétrica con intercalaciones de calizas “wackestone” de potencia menor, más abundantes en la base. El contenido fosilífero es importante y comprende braquiópodos (*Rhynchonella*, *Terebratula*), bivalvos (ostreídos, pectínidos, pholadomyidos y limidos), cepalópodos (belemnites, ammonites, nautilus), gasterópodos, espongiarios y equinodermos. En función de las distintas asociaciones faunísticas se ha identificado en este tramo el Pliensbaquiense, el Toaciense y el Aalenense. El límite entre el Pliensbaquiense y el Toaciense es un “hard-ground” situado a techo del tramo predominantemente margocalizo de la base, de potencia variable (3-20 m). El resto de la unidad es margoso con algunas intercalaciones poco potentes de margocalizas e incluye Toaciense y Aalenense. El Aalenense se reconoce en las margas con *Gryphaea* aflorantes en los últimos metros de la unidad. La potencia del conjunto es de alrededor de 60 m. Se trata de facies de plataforma distal.

2.2.4. Dolomías masivas gris oscuras (7). Dogger

Son dolomías de grano cristalino muy grueso, porosas y con numerosas cavidades. Habitualmente presenta un aspecto masivo, con grandes capas decamétricas y localmente se observan capas métricas planares. La dolomitización es con toda seguridad secundaria, por las observaciones regionales realizadas en esta unidad cartográfica en otras áreas cercanas. La potencia puede alcanzar los 150 m (desfiladero del río Segre, en la lámina cabalgante de Montroig) y disminuye hasta desaparecer hacia el S, E y O, erosionado bajo los sedimentos del Cretácico. La intensa dolomitización no permite reconocer las facies originales. El límite inferior de la unidad, con las margas y margocalizas del Lías medio y superior, es un contacto transicional que se halla generalmente cubierto. El límite superior puede ser un contacto concordante con los sedimentos de la unidad 9 (sector norte de la Hoja), aunque a menudo se trata de una discordancia angular bien visible, con desarrollo de "paleokarst", que pone en contacto las dolomías con los depósitos lateríticos rojos y gravas de cuarzo del Cretácico. Su edad se atribuye tradicionalmente al Dogger, aunque no existen dataciones para confirmar este dato.

2.2.5. Dolomías laminadas (8). Malm

Se reconocen exclusivamente en una pequeña franja de afloramiento en la montaña de Cogulló (Vilanova de Meià), enmarcada estructuralmente en el manto del Montsec. Están formadas por un conjunto compacto de dolmicritas en capas centimétricas planares, que esporádicamente conservan estructura fenestral y algunos "ripples". La unidad presenta afloramientos de tipo lenticular y de poca potencia, con 10 o 20 m de espesor como máximo. Estas dolomías se encuentran dispersas sobre las dolosparitas masivas del Dogger (7) y bajo las dolomías y calizas portlandienses (9). Corresponde probablemente a una plataforma semiestromatolítica somera. No se han observado microfósiles, con lo que no se puede precisar la edad. Por facies se atribuye al Malm (posiblemente Oxfordiense).

2.2.6. Calizas micríticas, calizas bioturbadas peletoidales, dolomías ocres y brechas dolomíticas (9). Portlandiense

Esta unidad se sitúa por encima de las dolomías de grano grueso del Dogger a través de un contacto neto. Localmente, se diferencia con dificultad el límite con las dolomías masivas debido a la dolomitización. Se reconoce principalmente en distintos afloramientos de la lámina cabalgante de Montroig y también en el manto del Montsec, aflorante en el extremo N de la Hoja, donde se ha reconocido un afloramiento de calizas y dolomías con laminaciones centimétricas atribuidas al Malm (8) a la base de esta unidad.

Las calizas tienen color gris claro. Principalmente son "mudstones" y "wackestones" laminados y bioturbados, con estratificación decimétrica, y en menor proporción "grainstones" de grano fino. Las calizas contienen restos bioclásticos de bivalvos, foraminíferos y algas. Las dolomías son dolmicritas y dolosparitas de grano fino que gradan lateral y verticalmente a las calizas. La potencia de la unidad es de algunas decenas de metros.

El límite superior es un contacto discordante con los sedimentos del Cretácico superior en el manto de las Sierras Marginales y un contacto también discordante pero con los sedimentos del

Cretácico inferior (Berriasiense) en el manto del Montsec. Igualmente en el Montsec destaca la presencia de brechas dolomíticas, con clastos angulosos y fragmentos de láminas centimétricas, grandes capas de dolomías con bioturbaciones llenas de pelets y una dolomitización secundaria irregular que afecta a grandes bolsas, transformando localmente los materiales en dolomías masivas de grano grueso. La edad se atribuye al Portlandiense.

2.3. CRETÁCICO

La base de la transgresión cretácica es un rasgo estratigráfico característico en las Sierras Marginales y se refleja en la cartografía mediante una importante discordancia angular. La sedimentación quedó interrumpida en el Jurásico superior y los depósitos anteriores fueron expuestos a la erosión y a la alteración subaérea. Los depósitos lateríticos (12) y las arenas y gravas fluviales (13) reflejan la emersión generalizada de la zona, por lo menos durante buena parte del Cretácico inferior (COMBES, 1969). La sedimentación marina se restableció con la transgresión del Cretácico superior (VIDAL, 1898), que se extendió paulatinamente hacia el S sobre depósitos sucesivamente más antiguos. El Maastrichtiense recupera el carácter regresivo de la sedimentación en la zona, culminado con la instalación de la Facies Garumniense. En el extremo septentrional de la Hoja se localiza un afloramiento perteneciente al manto del Montsec (Sierra de Cogulló) que contiene sedimentos del Cretácico inferior (unidades 10 y 11).

2.3.1. Cretácico inferior

2.3.1.1. Brechas y calizas de trocholinas (10). Cretácico inferior. Berriasiense

Se reconoce únicamente al O de Vilanova de Meià, en la Sierra de Cogulló (manto del Montsec). Las brechas ocupan la parte basal de la unidad y dan paso a una alternancia de paquetes métricos de calizas micríticas y brechas formadas exclusivamente por dichas calizas. Ambas litologías contienen trocholinas, entre las que se han descrito *T. elongata*, *T. odokpaensis*, *T. campanella*, *T. alpina* y *T. molesta*; acompañadas de lenticulinas, textuláridos, miliólidos y nautiloculinas. Estas determinaciones permiten proponer una edad de Berriasiense alto.

En la vecina Hoja de Isona (290), esta unidad aflora más extensamente y se presenta en forma de cuerpos lenticulares dispersos, situados sobre las dolomías del Jurásico en clara discordancia. Las brechas pueden presentar localmente cantos angulosos de calizas del Lías, dolomías jurásicas o calizas micríticas. Las trocholinas están presentes tanto en algunos clastos como en la matriz. El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina intermedia y somera, localmente brechificada y también, de manera puntual, resedimentada en brechas poligénicas.

2.3.1.2. Calizas micríticas con carófitas (11). Fm Prada. Cretácico inferior. Barremiense

Se reconoce únicamente al O de Vilanova de Meià, en la Sierra de Cogulló (manto del Montsec). La unidad se corresponde con la Formación Prada, ampliamente representada en la Cuenca Subpirenaica central. Está formada por un conjunto masivo de capas métricas y decamétricas de calizas micríticas, que contienen localmente carófitas, miliólidos o restos de moluscos de concha

muy fina. Su disposición y potencia varían notablemente a lo largo del Montsec, donde constituyen una de las litologías típicas de esta sierra.

El ambiente sedimentario corresponde a una plataforma marina somera. Su edad no puede ser precisada debido a la escasa fauna presente pero se pueden reconocer asociaciones faunísticas del Barremiense en distintos puntos de la vecina Hoja de Isona (290).

2.3.1.3. *Arcillas lateríticas rojas con bauxitas, arenas y gravas de cuarzo (12). Cretácico inferior. Aptiense superior-Albiense probable*

Las lateritas bauxíticas se encuentran dispersas en la base de la serie cretácica, cuando el substrato jurásico corresponde a rocas carbonatadas. El depósito laterítico puede contener intercalaciones de arena y grava de cuarzo poco o nada cementada, en niveles discontinuos con estratificación cruzada de hasta 3 m de potencia. La génesis de estas bauxitas es explicada por MANDADO *et al.* (1982) mediante un fuerte lavado de los sedimentos detriticos arcillosos favorecido por la existencia de drenaje vertical kárstico en un clima húmedo y cálido.

El límite inferior de la bauxita está constituido invariablemente por tramos carbonatados de la serie jurásica. La karstificación desarrollada sobre las dolomías del Dogger y las calizas del Portlandiense (9) preparó las cavidades en las que se depositó la bauxita. Esta disposición determinó la distribución irregular de la bauxita así como las variaciones de su espesor. En el barranco de la Forradella (Serra Boada) y, más al Norte en la mina de Les Coms (Sant Mamet), se presentan buenos afloramientos de la superficie karstificada, exhumada parcialmente por la explotación minera. Los carbonatos de la base de ambos depósitos son las dolomías del Dogger y las calizas del Portlandiense respectivamente. Como observó COMBES (1969), el desarrollo de este karst debió ser anterior a la bauxita, dado que el relleno bauxítico es muy uniforme y sin indicios de hundimientos. El mismo autor cita la presencia de polen y esporas en unos niveles de arcillas con restos carbonosos situados a la base de las bauxitas, cuya edad permite restringir al intervalo Aptiense inferior-Santoniano el depósito de éstas.

COMBES (1969) correlaciona además la bauxita de las Sierras Marginales con el tramo de margas carbonosas del Aptiense superior-Albiense del Montsec, por lo que se entiende que los mismos aportes arcillosos de procedencia meridional que dieron lugar a bauxitas al depositarse sobre una llanura litoral, dieron lugar a sedimentos margosos ligníticos en un medio marino a lagunar.

Estos depósitos han sido explotados en diversos afloramientos de la Hoja, pero solamente con alguna continuidad en el barranco de la Forradella y en Les Coms. Actualmente pueden tener interés como material refractario y en la industria del cemento.

2.3.2. Cretácico superior

2.3.2.1. *Areniscas y gravas de cuarzo lutitas versicolores y calizas ocres (13). Cretácico superior. Santoniano-Campaniano inferior*

Esta unidad puede considerarse equivalente a la Fm Adrahent (MEY *et al.*, 1968), pero con distinta facies. Los niveles de arenas y gravas afloran en capas de espesor decimétrico a métrico

y presentan laminación cruzada y bioturbación abundante a techo. Son frecuentes las capas con morfología canaliforme. Contienen a menudo restos de conchas de lamelibranquios y de corales. Los tramos lutíticos pueden tener hasta 10 m de potencia. Las margas de colores oscuros contienen restos carbonosos. Las calizas son generalmente "packstones" formados por fragmentos de lamelibranquios, braquípodos, gasterópodos, briozoos, algas y foraminíferos, así como por granos de cuarzo. El espesor oscila entre pocos decímetros y dos o tres metros. Algunos niveles calizos son lumaquelas de fragmentos de conchas de rudistas, en algunos casos en posición de vida.

La potencia de esta unidad es variable y puede alcanzar los 70 m en las posiciones más septentrionales de la Hoja. Hacia el S, en las láminas cabalgantes con menor espesor de sedimentos cretácicos, no se reconoce. En localidades donde el escaso espesor de este tramo detritico no permitía su representación cartográfica (Serra dels Arquells, Serra Mosquera, Monteró), se ha cartografiado conjuntamente con la unidad superior bajo el mismo epígrafe (15).

En esta unidad se combinan facies fluviales (areniscas, gravas y lutitas), facies pantanosas (margas oscuras) y biostromas (niveles de rudistas). El límite inferior de la unidad es un contacto neto, localmente erosivo, con los depósitos lateríticos del Cretácico inferior, aunque en ocasiones la similitud de facies puede dificultar su posición exacta. En ausencia de depósitos del Cretácico inferior, el límite basal es siempre una discordancia.

Los estudios faunísticos demuestran que esta unidad presenta una importante diacronía de N a S, ya que mientras en sectores situados más al N en las Sierras Marginales (Tragó de Noguera, en la Hoja 327 de Os de Balaguer) los sedimentos detriticos que forman esta unidad contienen foraminíferos de edad Santoniense, más al S, en la sierra de Sant Jordi, tanto los foraminíferos como los rudistas dan una edad Campaniense, probablemente inferior, y más al S todavía, en la sierra de Arquells, los foraminíferos indican también una edad Campaniense, pero más alta (PONS, 1977).

2.3.2.2. Calizas bioclásticas (14). Cretácico superior. Campaniense-Maastrichtiense

El Cretácico superior netamente marino está representado por el tramo de calizas más potente del dominio de las Sierras Marginales. Esta unidad puede considerarse equivalente a la Fm Bona (MEY *et al.*, 1968), con la que guarda además una clara similitud de facies. Está formada por dos tipos de facies principales: calizas bioclásticas "grainstones y packstones" ocres con gran cantidad de fósiles, y calizas grises de grano fino "packstones y wackestones" con numerosos foraminíferos.

Las primeras afloran en capas de potencia decimétrica y métrica, formando tramos de varias decenas de metros. Presentan estratificación cruzada de mediana y gran escala y el contenido fosilífero consiste en briozoos, lamelibranquios, algas coralináceas, corales, equinodermos, gasterópodos, rudistas y foraminíferos, entre los cuales destacan miliólidos, orbitoides y rotálicos. Localmente pueden contener granos de arena de cuarzo, especialmente hacia la base.

Las calizas de grano fino y micríticas contienen algunos rudistas, gasterópodos y algas dacycladas y los foraminíferos son miliólidos, nezzazatinélidos, rotálicos y ataxofragmínidos. Rudistas,

corales y algas pueden encontrarse formando pequeñas bioconstrucciones, en una facies de calizas nodulosas con estratificación masiva.

Las calizas se encuentran parcialmente dolomitizadas en los sectores donde la sucesión estra-tigráfica tiene menor espesor (Monteró, Serra dels Arquells). La potencia de la unidad disminuye progresivamente desde alrededor de 500 m en el sector N (Sant Miquel) a menos de 20 m al S, e incluso está ausente en alguna de las pequeñas láminas cabalgantes de la montaña de Sant Salvador (Camarasa) y en las de Sant Llorenç de Montgai, donde si se reconocen otros de-pósitos mesozoicos.

En conjunto se trata de facies de plataforma poco profunda, en las que se observa una alter-nancia de depósitos energéticos (barras de "grainstones" y "packstones" bioclásticos) con fa-cies poco energéticas ("packstones" bioclásticos de grano fino) y de "lagoon" (calizas micríticas). Se observa además, de S a N, un aumento de la lámina de agua bajo la cual se depositaron los sedimentos. El límite inferior de la unidad es un contacto transicional con la unidad arenosa y lutítica infrayacente (13). El límite superior es un tránsito gradual a las calizas micríticas de la Facies Garumniense, aunque localmente este límite es un contacto neto. La mayor parte de los sedimentos es de edad campaniense, pero la parte superior de las calizas es Maastrichtiense in-ferior. Existe, al igual que en la unidad detrítica inferior (13) una diacronía N-S. La base de la uni-dad al N se sitúa en el Campaniense inferior, mientras que al S correspondería ya al Campa-niense medio o superior.

2.3.2.3. Calizas bioclásticas, gravas de cuarzo y lutitas amarillas (15). Cretácico superior. Santoniense-Maastrichtiense

Esta unidad comprende los sedimentos del Cretácico superior de las unidades 13 y 14 donde el escaso espesor de la unidad detrítica santoniense impedía su cartografía separada. En el corte de Serra Mosquera que se realiza por la carretera Artesa de Segre-Alòs de Balaguer, entre el Keuper y las calizas bioclásticas del Cretácico superior marino aflora únicamente un nivel con-glomerático de poco espesor, con cantos procedentes de rocas jurásicas. En algunas láminas cabalgantes meridionales, la unidad detrítica basal (13) no se reconoce (Sant Salvador, Mon-teró, Mas de Rubies) y las calizas bioclásticas se disponen directamente encima del Keuper, me-diente un contacto discordante generalmente tectonizado.

2.4. FACIES GARUMNIENSE

Las unidades 16 a 22 han sido consideradas correspondientes a la Fm Tremp de MEY *et al.* (1968) y atribuidas a la Facies Garumniense, que es la facies continental propia del Pirineo oriental en que se produce el tránsito del Cretácico al Terciario. Ya RÍOS y ALMELA (1953), en la pri-mera cartografía geológica de la Hoja de Artesa de Segre (328) diferenciaban cinco tramos dentro del Garumniense. POCOVÍ (1978) distingue también cinco unidades cartográficas que coinciden con las aquí descritas. La denominación formal de Formación Tremp o Grupo Tremp es la más habitual en la bibliografía y es seguida por numerosos autores (LUTERBACHER, 1969 y 1970; MUTTI *et al.*, 1972; MUTTI *et al.*, 1985; PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1989; SERRA-KIEL *et al.*, 1994).

Se trata de facies continentales con cierta influencia marina. Los tramos inferior, intermedio y superior son calizas lacustres y están separadas por dos tramos detríticos. Se produce de N a S una reducción general de la potencia del Garumniense, con el acuñamiento total del tramo intermedio de calizas micríticas hacia el centro de la Hoja. A partir de esta latitud y hacia el S, se reconocen por lo tanto dos tramos de calizas separadas por un único tramo detrítico, que comprende a los dos tramos detríticos anteriores. En esta situación, ambos tramos detríticos han sido cartografiados conjuntamente (20), dadas su escasa potencia y la dificultad de cartografiarlos separadamente. Asimismo, el código (22) corresponde a todo el conjunto de sedimentos garumnienses cuando su escasa representación cartográfica no ha permitido cartografiarlos por separado.

2.4.1. Calizas micríticas gris oscuras (16). Facies Garumniense. Cretácico superior. Maastrichtiense

POCOVÍ (1978) y POCOVÍ *et al.* (1982) denominan esta unidad como tramo de calizas inferior y PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1989) como Fm La Massana. Probablemente corresponda a parte de la Fm Conques y a la Fm Posa de CUEVAS (1989) descritas en la cuenca de Tremp y puede ser en parte equivalente cronológico a la Arenisca de Arén de MEY *et al.* (1968). Son "wackestones" con estratificación decimétrica a métrica bien marcada. Contienen algas carófitas, pequeños foraminíferos, gasterópodos y puntualmente fragmentos de rudistas. También se encuentran partículas carbonosas e intraclastos. La bioturbación por raíces es abundante y el sedimento puede estar brechificado. Esporádicamente se intercalan pequeños niveles de margas grises. La potencia de la unidad disminuye de N a S y oscila entre los 100 m y 10 m.

En las láminas cabalgantes situadas en posiciones más meridionales, el espesor de estos sedimentos es superior al de la serie del Cretácico superior marino y en algunas de ellas (Sant Llorenç de Montgai, Sant Salvador), la unidad se dispone directamente encima del Retiense o el Jurásico (4). Se trata de depósitos lacustres litorales con influencia marina. El límite inferior es un contacto transicional, aunque localmente puede mostrarse como un contacto neto. El límite superior en el sector septentrional de la Hoja es un contacto transicional con las margas de la unidad suprayacente, con las que se da asimismo un cambio lateral de facies que puede involucrar un tramo de hasta 40 m de potencia de calizas. Hacia el S es un contacto neto. La edad de la unidad es Maastrichtiense inferior probable.

2.4.2. Arcillas rojas, margas de colores claros y areniscas ocres. (17). Facies Garumniense. Cretácico superior. Maastrichtiense

Esta unidad fue cartografiada y descrita parcialmente por RÍOS y ALMELA (1953). POCOVÍ (1978) y POCOVÍ *et al.* (1982) la describen como "tramo margoso inferior". PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1989) y ZAMORANO (1993) la denominan Fm Figuerola de Meià.

El equivalente en la cuenca Tremp-Graus serían probablemente la Fm Talarn y parte de la Fm Conques de CUEVAS (1989) y la unidad inferior (secuencia I) de la Fm Tremp de EICHSEER (1988).

Se trata de un tramo predominantemente de arcillas rojas y rojo vinosas y margas blancas, amarillentas y niveles de margas blancas, amarillentas y rosadas con abundantes intercalaciones de

areniscas ocre-conglomerados de cantos bien rodados, a menudo recubiertos de una envoltura de algas calcáreas. Estas algas dan lugar localmente a niveles oncolíticos. Las areniscas son de composición lítica y forman en buena parte del área cartografiada dos grandes cuerpos separados por margas, que han sido denominados tradicionalmente "Arenisca de Reptiles" (ULLASTRE y MASRIERA 1983). En estos cuerpos se ha reseñado la presencia de carófitas, restos de peces de agua dulce y marina, tortugas, cocodrilos, dinosaurios y un pequeño roedor.

La potencia de la unidad alcanza un máximo de 300 en el sector N de la Hoja, que corresponde a la parte central de la cuenca de Ager y disminuye progresivamente hacia el S hasta tener unos pocos metros. Son facies de llanura fluvio-lacustre con influencia marina (mareal). El límite inferior de la unidad es un contacto transicional en el sector N de la Hoja y un contacto neto al S. El límite superior es un contacto neto o ligeramente transicional con las calizas de la unidad 18.

El límite Cretácico-Terciario ha sido descrito en la parte alta de esta unidad, en el corte que ofrece la carretera del Doll (C-147), en base al estudio de vertebrados, carófitas y paleomagnetismo. Se encuentra ampliamente documentado en los trabajos de LLOMPART y KRAUSS (1982), MEDUS *et al.* (1988), GALBRUN *et al.* (1993) y ÁLVAREZ-SIERRA *et al.* (1994). La edad de la unidad abarca el Maastrichtiense superior y parte del inferior, y una pequeña parte del Paleoceno Daniente en la zona central de la cuenca de Ager. En la mayor parte de los afloramientos se puede considerar que la edad de la formación es exclusivamente Maastrichtiense.

2.5. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

2.5.1. Lutitas y margas marrón, amarillas y localmente rosadas (20). Facies Garumniense. Maastrichtiense-Paleoceno

Contienen muy esporádicamente alguna capa de arenisca de cuarzo de espesor centímetro. La potencia aproximada es de 60 m. Esta unidad engloba los dos tramos margosos del Garumniense (unidades cartográficas 17 y 19), no separados por el tramo de calizas intermedio (18) por acuñamiento lateral del mismo. Como tal, ha sido cartografiada únicamente en la montaña del Mont de Montsonís, donde constituye el nivel de despegue de la compleja estructura sincinal de la sierra, y en la continuación N de la estructura (Serra Mosquera). Los dos tramos margosos Garumnienses afloran consecutivamente en la sucesión estratigráfica en otras posiciones del sector meridional de la Hoja, pero la escasa potencia del conjunto de depósitos garumnienses en estas localidades ha implicado la cartografía de todos ellos en una única unidad comprensiva (22).

2.5.2. Calizas micríticas grises y beige y lutitas rojas, gris-verdosas y blanquecinas (22). Facies Garumniense. Maastrichtiense-Paleoceno

La unidad comprende el conjunto de depósitos Garumnienses donde no han podido ser cartografiados separadamente debido a su escasa potencia. Incluye generalmente el tramo calcáreo inferior, un único tramo margoso intermedio que engloba a los tramos margosos inferior y superior (17 y 19), descritos en sus respectivos apartados y en el código (20), y el tramo calcáreo superior (Serra de Arquells, Monteró, Sant Salvador, Montmagastre). En el extremo O de la Hoja, a la base de la potente serie del Eoceno Medio, aflora el tramo calcáreo inferior seguido de un

tramo lutítico (Mas de Rubies) o un único tramo de calizas micríticas de facies análoga a la del tramo calcáreo inferior (Sant Llorenç de Montgai).

2.6. PALEÓGENO

2.6.1. Paleoceno

2.6.1.1. *Calizas micríticas grises y beige claro (18). Facies Garumniense. Paleoceno inferior*

Constituyen el “Tramo calcáreo medio” de POCOVÍ (1978) y POCOVÍ *et al.* (1982). PUIGDEFÀ-BREGAS *et al.* (1989) y ZAMORANO (1993) la denominan Fm Fontllonga. Son equivalentes a la Fm Sant Salvador de Toló (CUEVAS, 1989) y al nivel de Colmenar-Tremp (EICHENSEER, 1988) de la cuenca de Tremp-Graus. Se trata de un nivel de calizas de gran continuidad lateral en todo el sector N de la Hoja, con una potencia oscilante entre 70 y 5 m. No se reconoce en el sector meridional. La litología típica está representada por calizas micríticas con intraclastos angulosos de caliza micrítica con color ligeramente diferente al de la matriz. También son frecuentes las brechificaciones, los paleosuelos y el microcodium. Localmente, la base presenta una alternancia de margas grises y rojas, areniscas y calizas micríticas. La parte superior del tramo de calizas (hasta 30 m) experimenta cambios laterales de facies con el tramo basal margoso de la unidad suprayacente (19). Son sedimentos depositados en un ambiente lagunar continental o transicional. El límite inferior es un contacto neto o ligeramente transicional. El límite superior es un contacto transicional, tal como se ha descrito previamente. La presencia de carófitas en esta unidad, en distintas localidades de las Sierras Marginales, permite datarla de Paleoceno inferior (ULLASTRE y MASRIERA, 1998; MASRIERA y ULLASTRE, 1990).

2.6.1.2. *Arcillas rojas y grises. En menor proporción, calizas, areniscas y conglomerados, limos carbonatados y yesos (19). Facies Garumniense. Paleoceno*

Esta unidad se corresponde con el Tramo margoso superior de POCOVÍ (1978) y POCOVÍ *et al.* (1982) y con la Fm Perauba de PUIGDEFÀ-BREGAS *et al.* (1989) y ZAMORANO (1993). Son equivalentes a las formaciones Esplugafreda y Claret de CUEVAS (1989).

Cabe diferenciar en esta unidad un tramo inferior de gran continuidad lateral constituido por arcillas con unas coloraciones muy variadas típicas “arcillas versicolores” y un tramo superior más heterolítico. El citado tramo inferior de arcillas contiene niveles canaliformes de limos carbonatados y capas de calizas micríticas. Ambos sedimentos contienen abundante microcodium, que puede reemplazar completamente las litologías preexistentes. La potencia del tramo varía entre 20 m y 150 m. Se trata de depósitos de llanura fluvio-lacustre sin influencia marina.

El tramo superior es también esencialmente lutítico, pero contiene una mayor abundancia de capas de calizas micríticas y de limos carbonatados, y además, de base a techo, presenta diversas intercalaciones de niveles de yesos, dos importantes intercalaciones de calizas bioclásticas y, localmente en los niveles más altos de la unidad, areniscas y conglomerados. El microcodium es también abundante en las capas de calizas micríticas y de limos carbonatados. Existen niveles de paleosuelos y localmente las calizas están brechificadas por procesos de pedogénesis. También de manera local pueden observarse niveles con crecimientos algales y oncolitos. Los yesos

son masivos, enterolíticos o nodulosos y afloran en capas de espesor métrico con lutitas rojas y grises intercaladas.

Afloran preferentemente en el sector centro-meridional de la Cuenca de Ager, y serían equivalentes al miembro La Guixeria de CUEVAS (1989) de la Hoja. Al E de la carretera del Doll, en Les Alteres y Lo Cingle Alt, se observan tres paquetes de yesos que correlativamente presentan 3,5 m, 2,5 m y 9 m de potencia. Las dos intercalaciones de calizas bioclásticas contienen respectivamente *A. (Glomalveolina) primaeva* y *A. (Glomalveolina) levis*, así como otros foraminíferos, corales y moluscos. Se encuentran separadas por un tramo de arcillas rojas y el conjunto tiene una potencia que oscila entre 5 m y 50 m. Cambian lateralmente de facies hacia el S y el E a calizas micríticas con miliólidos, entre ellos "Idalina sinjarics". El límite inferior de las calizas es un contacto neto y erosivo con los yesos o los niveles lutíticos infrayacentes. Son interpretadas como dos transgresiones marinas. Por encima se sitúa un tramo lutítico que localmente contiene canales areniscosos y conglomeráticos de potencia máxima de 5 m y que afloran especialmente en el flanco Sur del sinclinal de Ager.

La potencia de la unidad varía entre 70 m y 250 m. El ambiente deposicional correspondería a una llanura litoral con desarrollo de sistemas fluvio-lacustres sometidos a influencia marina. El límite inferior de la unidad es un contacto transicional con las calizas del tramo calcáreo medio de la Facies Garumniense (18). El límite superior es un contacto transicional con la unidad suprayacente. Los foraminíferos presentes en las calizas bioclásticas indican una edad de Tanetiense medio y superior para la parte alta de la serie, según SERRA-KIEL *et al.* (1994). Las asociaciones de carófitas citadas por ULLASTRE y MASRIERA (1998) en la parte baja de esta unidad confirman una edad de Selandiense y Tanetiense.

2.6.1.3. Calizas micríticas y margas grises, rojas y blanquecinas (21). Facies Garumniense. Tanetiense

Esta unidad se corresponde con el "Tramo calcáreo superior" de POCOVÍ (1978) y POCOVÍ *et al.* (1982). No tiene probablemente equivalente en la Cuenca de Tremp donde los materiales las calizas de alveolinas o margas asociadas se encuentran directamente sobre los yesos de la unidad precedente.

Son calizas micríticas de color gris con abundantes partículas carbonosas, carófitas y microcodium. Algunas pueden contener también numerosos miliólidos. Localmente se reconocen capas de dolomías gris-blanquecinas, porosas y brechoides, muy cristalinas. Las calizas están estratificadas en capas de potencia decimétrica y métrica, con margas interestratificadas y se agrupan en tramos de varios metros de potencia. Los niveles margosos pueden alcanzar también varios metros de potencia.

La potencia de la unidad va de alrededor de 20 m en posiciones meridionales hasta unos 50 m en la mitad septentrional de la Hoja. Son facies lacustres con influencia marina. Los límites inferior y superior son contactos transicionales. La edad de estos sedimentos es básicamente Paleoceno superior (Tanetiense), aunque los niveles más altos pueden estar en el Ilerdiense.

2.6.2. Eoceno inferior

La sedimentación durante el Eoceno inferior recupera en un primer momento la tendencia transgresiva, con la instalación de la plataforma carbonática representada por la unidad de "calizas de alveolinas". En la cuenca de Àger, se depositaron a continuación otros sedimentos de carácter marino y transicional, con predominio de facies detríticas, que muestran características sintectónicas a ambos flancos del sinclinal de Àger-Meià.

2.6.2.1. Calizas blancas, beige y rosadas con alveolinas (23). Fm Cadí, Fm Ager. Ilerdiense inferior y medio

Esta unidad fue denominada Fm Cadí por MEY *et al.* (1968), aunque posteriormente la mayoría de autores la han referido como Fm Ager o Grupo Ager (LUTERBACHER, 1970; MUTTI *et al.*, 1972; POCOVÍ, 1978; MUTTI *et al.*, 1985; PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1989; SERRA-KIEL *et al.*, 1994).

En el sinclinal de Ager-Meià cabe diferenciar un tramo basal y un tramo superior dentro de la unidad. El tramo basal tiene gran continuidad lateral y está formado por calizas bioclásticas con alveolinas, miliólidos, orbitolites, nummulites, algas rodofíceas y de otros tipos, moluscos y equinodermos. Están estratificadas en capas de espesor decimétrico a métrico y el tramo tiene muy buena continuidad lateral. Entre las alveolinas se han reconocido formas de las biozonas de *A. cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, del llerdiense inferior.

El tramo superior está compuesto por calizas de algas rodofíceas o por calizas de alveolinas y otros fósiles ya citados para el tramo basal. Pasa lateralmente a las areniscas de la Fm Baronía. Entre las alveolinas se han reconocido formas de la biozona de *A. corbarica*, del llerdiense medio. El límite entre los dos tramos de caliza es neto y claramente identificable en todo el flanco Sur del sinclinal de Ager y presenta localmente una superficie ferruginizada. En esta zona, la unidad será equivalente al sistema deposicional de Puigmassana de FONNESU (1983) y a la Fm Serraduy de SERRA-KIEL *et al.* (1994).

En los afloramientos más meridionales de la unidad no ha sido posible realizar la anterior diferenciación en dos tramos, pero en puntos como la serie de Serra Boada, las calizas de alveolinas presentan una serie completa de las calizas de alveolinas, con las biozonas de *A. cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*, y *A. corbarica*, de manera análoga al flanco Norte de la sierra del Montsec. En esta situación, equivalen a todo el Grupo Figols de FONNESU (1983) y SERRA-KIEL *et al.* (1994).

La potencia de la unidad oscila entre 20 m y 110 m. Cabe destacar que en el área de Montsonís-Salgar, en el borde meridional de las Sierras Marginales, la potencia alcanza un mínimo de 200 m. Los sedimentos de la unidad se depositaron en un ambiente de plataforma carbonata da somera. El límite inferior es un contacto transicional con las calizas micríticas y margas del Garumniense (21). El límite superior es un contacto generalmente transicional y localmente neto con las areniscas de la Fm Baronía (24). La edad es llerdiense inferior y medio.

2.6.2.2. Areniscas líticas con glauconita (24). Fm Baronía. Ilerdiense medio

Esta unidad aflora a lo largo de la cuenca de Ager y ha sido referida tradicionalmente como Fm Baronía. Ha sido objeto de estudio por numerosos autores (MUTTI *et al.*, 1973; MUTTI *et al.* 1985; GELABERT, 1986). MUTTI *et al.* (1972) y LLOMPART (1977) la incluyen en el grupo Roda-Oroel. El trabajo de GELABERT (1986) se enmarca específicamente en el ámbito de esta Hoja y la descripción que sigue está basada en gran medida en el citado estudio.

MUTTI *et al.* (1985) distinguieron tres grandes subunidades areniscosas superpuestas dentro de la Fm Baronía, separadas entre sí por niveles margosos de gran continuidad lateral. Hacia el E de la cuenca de Ager, los niveles margosos se acuñan completamente, por lo que la identificación de las tres subunidades presenta algunas dificultades en esta Hoja.

La subunidad inferior está formada por areniscas y areniscas bioclásticas de grano medio y grosero con abundante glauconita, con niveles limosos interestratificados. Se organizan en secuencias estrato y granocrecientes de entre 0,5 m y 5 m y muestran numerosas estructuras tractivas, predominando la estratificación cruzada sigmoidal. Tanto el sedimento limoso como las areniscas presentan abundantes trazas fósiles de Chondrites. Han sido interpretadas como barras de origen submareal. Intercaladas en este conjunto, se reconocen también capas bioclásticas con nummulites, alveolinas y fragmentos de equinídos y ostreas. Contienen además cantos angulosos con los mismos componentes que la matriz. Han sido interpretadas como capas turbidíticas. La potencia máxima del tramo alcanza los 150 m. En el flanco N del sinclinal de Ager-Meia (Hoja de Isona, 290), se observa como los equivalentes laterales de esta subunidad areniscosa describen una geometría de on-lap sobre las Calizas de Alveolinas (23).

El límite entre la subunidad areniscosa inferior y la intermedia viene marcado por una intercalación margosa en el sector O de la Hoja y por un nivel con olistolitos más hacia el E, donde se observa además una discordancia angular entre ambas subunidades. Los olistolitos son bloques de la unidad de Calizas de Alveolinas (23) de tamaño métrico y decamétrico (en alguna de las dimensiones del espacio), con los cantos poco angulosos o redondeados en general. Las paleocorrientes medidas en la base de los olistolitos indican su proveniencia del N. Las subunidades areniscosas intermedia y superior presentan similares características. Incluyen los siguientes tipos de depósitos:

Areniscas de tamaño de grano variable con un alto contenido bioclástico que forman cuerpos de hasta 5 m de potencia y gran extensión lateral, en los que se observa estratificación cruzada planar bidireccional de gran escala. Se interpretan como barras submareales bioclásticas. Hacia el E son más numerosas y potentes y gradan transicionalmente a la unidad de Calizas de Alveolinas.

Areniscas glauconíticas de grano medio y grosero con morfología canaliforme a gran escala. La base es neta o ligeramente erosiva y el techo es también neto. La extensión longitudinal es kilométrica, la anchura de alrededor de 50 m y la altura es variable, oscilando entre 4 m y 90 m. Internamente la estratificación es masiva o en capas de espesor decimétrico, con tendencia general granodecreciente. De forma esporádica se observa algún tipo de estratificación cruzada. La base de los canales contiene un "lag" de cantos calizos y bioclastos. No contienen fauna y presentan bioturbación debida a Chondrites. Se interpretan como canales de estuario.

Areniscas de grano fino y limos bioturbados. Se reconocen únicamente a techo de la unidad. Forman secuencias granocrecientes de hasta 4 m de potencia y tienen una extensión lateral comprendida entre 500 m y 2 km. Presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y están englobadas entre sedimentos limosos. Se interpretan como barras intermareales.

Limos arenosos y areniscas de grano fino. Presentan estratificación de tipo "wavy" y "linsen", enmascarada frecuentemente por la bioturbación, con numerosas trazas de Chondrites. Engloban a barras intermareales. La potencia máxima es de 20 m y se encuentran en distintas posiciones de la sucesión estratigráfica. Se interpretan como depósitos submareales distales.

Limos arenosos, margas y areniscas de grano fino. Se sitúan a techo de la unidad. Presentan también estructuras de tipo "wavy" y "linsen" y bioturbación abundante. La potencia oscila entre 30 m y 80 m y se interpretan como depósitos de llanura mareal fangosa.

La potencia de la unidad varía de 50 m (E) a 250 m (O). El límite inferior es un contacto neto con el tramo inferior de la unidad de Calizas de Alveolinas o un tránsito gradual con la parte superior de la misma unidad, a la que además grada transicionalmente hacia el E de la Hoja. Este tránsito es especialmente visible en los alrededores de Gàrzola. El límite superior es un contacto transicional con las margas de la Fm Pasarela (25). La edad es llerdiense medio.

2.6.2.3. Margas gris azuladas (25). Fm Pasarela. Ilerdiense superior

Se trata de un tramo predominantemente margoso, citado por LLOMPART (1977) como Roda-Oroel 2 y definido como Fm Pasarela por MUTTI *et al.* (1985). Las margas contienen intercalaciones delgadas de areniscas finas y limos, con estratificación "wavy" y "linsen". Estos sedimentos se depositaron en un ambiente lagunar o de plataforma marina muy restringida, pobre en fósiles. La potencia de la unidad experimenta una importante variación en todo el sinclinal Ager-Meià, siendo mayor hacia el núcleo y reduciéndose hacia los flancos (N y S), dato que habla del carácter sintectónico de la sedimentación. El tramo margoso aflorante en el núcleo sinclinal de la lámina cabalgante de Serra Boada, situado a techo de las calizas de alveolinas (23), ha sido atribuido a esta unidad. En esta Hoja la potencia varía de 50 m a 250 m. El límite inferior de la unidad es un contacto transicional con el tramo superior de areniscas y margas de la Fm Baronia (24) o con la unidad de calizas de alveolinas (23). El límite superior es también un contacto transicional. La edad es probablemente llerdiense superior.

2.6.2.4. Areniscas y arcillas (26). Fm Ametlla. Ilerdiense superior-Cuisiense inferior

Estos sedimentos son equivalentes a los conocidos en la cuenca de Ager como "deltas de la estación de Ager" y son expansivos respecto a los aparatos deltaicos infrayacentes. Forman parte del complejo deltaico del Grupo de Roda-Oroel (MUTTI *et al.*, 1972) o Roda-Oroel 3 (LLOMPART, 1977) y han sido definidos también como Fm Ametlla (MUTTI *et al.* 1985; ZAMORANO, 1993). En esta Hoja aflora únicamente la unidad inferior del sistema deltaico, ya que la unidad superior "delta de La Ametlla" está erosionada. Los afloramientos son escasos y se encuentran dispersos a lo largo de la pista forestal de Coll d'Orenga a Vilanova de Meià. Litológicamente son areniscas de composición lítico-arcósica en alternancia con margas. Se ordenan en

secuencias grano y estratocrecientes. El contenido fosilífero se limita a algunos restos de ostreídos. Se trata de sedimentos deltaicos, con predominio de facies submareales y de estuario (ZAMORANO, 1993). El carácter sintectónico de esta unidad es evidente en el sector occidental del sinclinal de Ager-Meià, donde se da una marcada diferencia de potencia de sedimentos entre ambos flancos del sinclinal. La potencia en la Hoja varía entre 200 m y 50 m. El límite inferior es un contacto transicional con las margas, limos y areniscas finas de la Fm Pasarela (25). El límite superior es en esta Hoja una discordancia angular de bajo ángulo con la Fm Corçà (27). La edad es llerdiense superior y Cuisiense inferior.

2.6.2.5. Areniscas, conglomerados gravosos y margas ocres y grises (27). Fm Corçà. Cuisiense-Luteciense

Forman parte del complejo deltaico del Grupo de Roda-Oroel (MUTTI et al., 1972) o Roda-Oroel 3 (LLOMPART, 1977) y han sido definidos también como Fm Corçà (ZAMORANO, 1993). La unidad se reconoce únicamente en la parte central del sector norte de la Hoja (valle de Meià). Las areniscas son arcósicas o líticas y están estratificadas en cuerpos canaliformes de espesor métrico y continuidad lateral hectométrica, con la base erosiva y relleno multiepisódico. Presentan estratificación cruzada planar y en surco y contienen abundantes pasadas de microconglomerados o gravas, que en la parte alta de la sucesión estratigráfica de la unidad llegan a ser predominantes. Los cuerpos areniscosos y conglomeráticos se alternan con niveles de margas de potencia métrica y decamétrica. La potencia de la unidad varía entre 10 m y 100 m. El límite inferior es una discordancia angular con la Fm Ametlla (26). Al N, la unidad se encuentra cabalgada por el manto del Montsec mientras que al E está recubierta en discordancia angular por unidades detríticas Oligocenas. Por su posición estratigráfica en el contexto regional, se le asigna una edad Cuisiense-Luteciense.

2.6.3. Eoceno medio

Se trata de depósitos transicionales y de plataforma somera, discordantes a escala regional con los sedimentos infrayacentes. No afloran conjuntamente con los depósitos del Eoceno inferior y se reconocen únicamente en láminas cabalgantes del sector frontal del manto de las Sierras Marginales. La unidad superior de este conjunto de sedimentos (unidad cartográfica 30) es discordante respecto las más antiguas y fosiliza estructuras en el Manto de las Sierras Marginales.

2.6.3.1. Arcillas rojas y conglomerados. En menor proporción, calizas arenosas blanquecinas, margocalizas y margas verdosas (28). Luteciense inferior

Esta unidad se reconoce únicamente a la base de la unidad de calizas con alveolinas de edad Luteciense, aflorantes en las láminas cabalgantes más meridionales del manto de las Sierras Marginales, en el sector de Camarasa-Sant Llorenç de Montgai. Los conglomerados están estratificados en capas de espesor decimétrico a métrico con base erosiva. Los cantes son de cuarzo, rocas metamórficas y calizas mesozoicas. Las lutitas rojas afloran en niveles de 1 a 5 m y contienen pasadas centimétricas de microconglomerados. Las calizas areniscosas al techo de la unidad, en tránsito gradual a las calizas de la unidad suprayacente (29). Están estratificadas en capas

de potencia decimétrica a métrica. Contienen abundantes granos de arena fina de cuarzo, miliólidos y alveolinas. La potencia de la unidad es de unos 40 m. Son facies de llanura aluvial, transicional hacia dominio litoral. El límite inferior es una discordancia. Localmente, la capa basal es un conglomerado monomítico de cantes procedentes de unidades carbonáticas mesozoicas infrayacentes. La edad es Luteciense inferior.

2.6 3.2. Calizas bioclásticas (29). Luteciense inferior y medio

La unidad aflora en el conjunto de pequeñas láminas cabalgantes situado en el sector frontal de las Sierras Marginales (sector de Camarasa-Sant Llorenç de Montgai). La parte de estos sedimentos situada más al sur ("conjunto Sur" de POCOVÍ, 1978; o unidad de Sant Llorenç de Montgai de MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ, 1988), fue considerada biarritziense por HOTTINGUER (1960) y CAUS (1973, 1974 y 1975), mientras que otros afloramientos de calizas de alveolinas situados más al N (Vilanova de la Sal) o al E (Sant Salvador y Monteró, al O de Camarasa) seguían siendo atribuidos al llerdiense. Posteriormente, SAULA y SAMSÓ (1996) datan todas las calizas de alveolinas de las zonas citadas como luteciense.

En Sant Llorenç de Montgai, la unidad se apoya en los conglomerados y lutitas rojas de la unidad 28 y la sucesión estratigráfica de las calizas con alveolinas consta de dos tramos. El tramo inferior son calizas bioclásticas blanquecinas con margocalizas ocre-verdosas. En los metros basales contienen arena de cuarzo. Las calizas están estratificadas en capas de espesor comprendido entre 0,5 y 2 m, que se agrupan en paquetes de entre 10 y 20 m. Interestratificados, afloran niveles margocalizos de espesor métrico. Las calizas presentan ocasionalmente laminación cruzada de mediana escala y contienen abundantes miliólidos, alveolinas, fabularias, orbitolites y algas rojas. La potencia del tramo es de 90 m.

El tramo superior son calizas bioclásticas ocreas. El límite con el tramo inferior es un contacto neto. Las capas tienen un espesor decimétrico y métrico, que puede alcanzar los 25 m en cuerpos prácticamente masivos con la base erosiva. Presentan estratificación cruzada de diferentes escalas y tipos, con predominio de estructuras mareas (BARTOLÍ, 1990). Contienen miliólidos, alveolinas, orbitolites, fabularias, así como equinodermos, algas, ostreidos, bivalvos y restos de glauconita. En menor proporción, afloran también margocalizas nodulosas ocreas en niveles de 2 a 4 m de espesor, con capas delgadas de arcilla roja. Contienen abundantes restos de glauconita, algas, briozoos, equinodermos, bivalvos, rodolitos algales y oncolitos. El conjunto es estra-todecreciente y tiene una potencia de 220 m. Se trata de facies de plataforma somera y facies litorales dominadas por mareas.

En las láminas cabalgantes de Sant Salvador, Monteró y las situadas en las colinas al N del torrente de Sant Llorenç de Montgai las calizas se asientan encima de distintos tramos de la sucesión Garumniense, ya muy adelgazada. Los niveles Garumnienses son progresivamente más antiguos hacia el S, por lo que se asume que en este sector el límite inferior de la unidad de calizas lutecienses es una discordancia de bajo ángulo. La sucesión estratigráfica incluye tres tramos y muestra una tendencia similar.

El tramo basal está formado por areniscas de cuarzo, calizas bioclástico-areniscosas y calizas con rodolitos algales. Contiene también intercalaciones de calizas con alveolinas. Las capas

de arenisca y de caliza areniscosa tienen un espesor comprendido entre 1 y 10 m. y presentan estratificación cruzada de mediana y gran escala. Las areniscas más groseras contienen cantos de cuarzo de diámetro centimétrico, y en menor proporción, de calizas Cretácicas y Garumnienses. El tramo basal puede tener un máximo de 45 m de potencia y grada transicionalmente al tramo intermedio.

El tramo intermedio está compuesto por calizas con algas rojas, alveolinas, fabularias y miliólidos, estratificadas en capas de espesor métrico y decimétrico. La potencia del tramo es de unos 80 m.

El tramo superior son calizas bioclásticas con miliólidos. Los demás foraminíferos son escasos. La estratificación es muy variable y se da tanto en capas de espesor centimétrico como en cuerpos de hasta 10 m con estratificación cruzada a gran escala. La potencia es de unos 85 m.

Los sedimentos descritos corresponden a facies litorales en alternancia con facies de plataforma somera en el tramo basal, facies de plataforma somera de baja energía en el tramo intermedio y facies de plataforma somera de alta energía, con influencia litoral, en el tramo superior. El límite superior de la unidad es siempre una discordancia. La edad de la unidad, por comparación con la asociación faunística reconocida por SAMSÓ *et al.* (1994) en el Eoceno medio de la Sierra de Guara (Sierras Exteriores aragonesas), y por SAMSÓ *et al.* (2014) en la Hoja 1:50.000 de Apiés (serie MAGNA; IGME), es Luteciense inferior-medio.

2.6.3.3. Conglomerados y calizas bioclásticas (30). ¿Luteciense-Bartoniente?

Esta unidad se reconoce en pequeños afloramientos sitúados alrededor de Sant Llorenç de Montgai (torrente de Sant Llorenç, Monteró). Los conglomerados contienen mayormente elementos procedentes de calizas bioclásticas lutecienses (29), con algunos cantos de cuarzo y de calizas mesozoicas. Presentan mejor cementación y contienen generalmente más cantos de cuarzo que los conglomerados que la recubren (40). Están interestratificados con calcarenitas bioclásticas y hacia el O, en la Hoja de Os de Balaguer (327), con niveles de calizas algales. Se registra un tránsito lateral entre capas conglomeráticas y calcareníticas. Ambas pueden formar barras con estratificación cruzada de gran escala, a techo de las cuales pueden hallarse niveles con *velates* sp. y gasterópodos. Los foraminíferos que podrían atribuir esta unidad al luteciense (fabularias, alveolinas) están muy fragmentados y únicamente se reconocen miliólidos no re-trabajados en las capas de calizas con algas rojas. La potencia del conjunto puede alcanzar los 60 m. Se trata de sedimentos transicionales asociados a abanicos deltaicos.

El límite inferior es una discordancia que corta estructuras que involucran a las calizas lutecienses (SAULA y SAMSÓ, 1996). El límite superior es una discordancia con los conglomerados continentales de la unidad 40. La edad probablemente sea Luteciense medio-superior, ya que no se han reconocido foraminíferos que indiquen una edad más moderna, aunque estrictamente debe situarse entre la de los sedimentos lutecienses infrayacentes y el Priaboniense (no se reconocen sedimentos marinos por encima del Bartoniente en este sector de la cuenca pirenaica; Serra-Kiel, com. pers.).

2.6.4. Eoceno superior-Oligoceno inferior

A partir del Eoceno superior, los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís del Ebro y también en el bloque superior del manto de las Sierras Marginales son de carácter continental endorreico. Se han diferenciado dos grandes conjuntos de sedimentos, atendiendo a su situación relativa respecto la discordancia que fosiliza el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales. Este límite ha sido correlacionado con la discordancia que recorre el flanco S del anticlinorio de Cubells. El conjunto inferior es de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior y está formado esencialmente por sedimentos detríticos finos y evaporitas. El conjunto superior es de edad Oligoceno inferior-Oligoceno superior y, además de las litologías citadas para el conjunto infrayacente, incluye gran cantidad de depósitos conglomeráticos.

2.6.4.1. Yesos blancos. En menor proporción, margas gris verdosas. Muy esporádicamente, areniscas (31). Fm Barbastro. Eoceno superior

Esta unidad aflora en el núcleo de una ramificación situada al N del llamado anticlinal de Balaguer-Barbastro (anticlinorio de Cubells), al S de la Hoja. Fue descrita por CRUSAFONT *et al.* (1966) y definida como Formación Barbastro por QUIRANTES (1978). Posteriormente, SÁEZ (1987) revisa y redefine la formación. La unidad aquí descrita no se corresponde estrictamente con la Fm Barbastro, ya que dicha formación incluye además tramos rojos de areniscas y lutitas y lutitas grises con carbonatos, que aquí han sido incluidos en la unidad 32. Asimismo, otros niveles yesíferos más modernos que afloran en el flanco S del anticlinal, conjuntamente con otros niveles de yesos depositados sobre las láminas cabalgantes de Camarasa, Sant Llorenç de Mungai, Rubió y Artesa de Segre, que han sido atribuidos a la Fm Barbastro por SÁEZ *et al.* (1991), han sido cartografiados en la unidad 38.

La unidad está constituida por niveles de yeso que intercalan capas de lutitas. Los yesos presentan facies nodulares y en menor medida laminadas y seleníticas, en capas de potencia centimétrica y decimétrica, con una extensión lateral kilométrica. Evaporitas y lutitas se suelen agrupar verticalmente formando secuencias que incluyen, de base a techo, lutitas grises, yesos laminados y yesos nodulares y/o seleníticos. En la secuencia más frecuente se alternan los yesos nodulares con las lutitas grises. Se trata de secuencias somerizantes y de progresiva concentración (SÁEZ *et al.*, 1991). Las areniscas tienen el tamaño de grano fino o muy fino, son muy escasas y afloran aisladas entre los yesos en forma de capas planoparalelas de poco espesor. Muestran laminación paralela y "ripples". La potencia de la unidad es de aproximadamente 500 m. Son facies lacustres marginales, con una lámina de agua sometida a fluctuaciones.

El límite inferior no aflora. El límite superior es un contacto neto con las limolitas carbonatadas de la unidad 33. Grada lateralmente a los sedimentos detríticos finos y carbonáticos de la unidad 32. La edad es Eoceno superior (Priaboniense).

2.6.4.2. Margas y margocalizas blancas y grises, arcillas rojas, areniscas grises y ocres y yesos blancos y grises (32). Eoceno superior. Priaboniense

Forman parte de la Fm Barbastro (CRUSAFONT, 1966; QUIRANTES, 1978; SÁEZ, 1987). Afloran en el sector meridional de la Hoja, formando una banda compleja dentro del antepaís, en el

sector N del anticlinorio de yesos, o en afloramientos dispersos entre los yesos (31), con contactos transicionales o mecánicos, estos últimos debidos a esfuerzos tectónicos y halocinéticos. Esta unidad se caracteriza por poseer una gran variación litológica, tanto a pequeña y gran escala como vertical y lateralmente. Exceptuando las margas, que son predominantes, todas las litologías presentan globalmente una abundancia relativa similar, aunque localmente puede dominar alguna en concreto. Las margas y margocalizas tienen coloraciones claras, están finamente laminadas y tienen un cierto contenido limoso. Pueden incluir nódulos de yeso. Forman tramos de potencia métrica y decamétrica y contienen intercalaciones de potencia centimétrica a métrica de areniscas, arcillas y yesos. Las areniscas son principalmente planoparalelas, de grano fino y muy fino, de espesor centimétrico y en menor medida decimétrico y presentan ordenación granodecreciente, laminación paralela y también cruzada de tipo ripple. Otro tipo de areniscas que afloran en esta unidad y tienen un aspecto característico, son unos niveles de areniscas ocres de cuarzo con cemento calcáreo, de grano medio y potencia comprendida entre 1 y 4 m. Están asociadas a lutitas rosadas, areniscas finas como las descritas anteriormente y a niveles margosos. Las arcillas tienen coloraciones rosadas, beige, marrón o salmón y forman niveles de potencia comprendida entre pocos centímetros y 2 o 3 metros. Están asociados a las areniscas. Los tramos yesíferos son de las mismas características que los descritos en la unidad de yesos y margas (31), aunque con una potencia menor y un mayor contenido en otras litologías. También se reconocen niveles de gypsarenitas. La potencia de la unidad es variable y se le ha calculado un máximo de 200 m. Son facies lacustres y de desbordamiento fluvial, encerradas en un contexto de orla aluvial. La unidad presenta contactos transicionales con los yesos y margas de la unidad 31.

2.6.4.3. Limolitas carbonatadas, y esporádicamente, areniscas finas (33). Fm Limolitas de Torà. Eoceno superior

Esta unidad ha sido integrada en el denominado Sistema lacustre de la Noguera (ANADÓN *et al.*, 1989; SÁEZ *et al.*, 1991), datado por AGUSTÍ *et al.* (1987) como Eoceno superior en base a los restos de mamíferos fósiles. Las limolitas muestran aspecto pulverulento y tienen un elevado contenido en carbonato. Presentan laminación paralela muy fina, de origen algal (SÁEZ *et al.*, 1991), así como laminación cruzada de tipo ripple y grietas de desecación. Las areniscas son de grano fino a muy fino y pueden formar lentejones centimétricos (estratificación "linsen") o capas de potencia centimétrica con laminación paralela y "ripples". Representan alrededor del 5% del total del sedimento de la unidad. La potencia de la unidad se sitúa en la Hoja alrededor de los 30 m. Son facies lacustres carbonatadas someras. El límite inferior es un contacto neto con los yesos y margas de 31. El límite superior es un contacto transicional con las areniscas y margas de la unidad 34.

2.6.4.4. Areniscas en capas planoparalelas y margas grises. En proporción muy baja, yesos y lutitas marrones o asalmonadas (34). Oligoceno inferior

Por la posición estratigráfica y por facies puede asimilarse a la Fm Súria (SÁEZ, 1987). Afloran en el flanco meridional del anticlinorio de yesos, así como en unidades tectónicas intermedias entre esta estructura y el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales.

La unidad alterna areniscas en capas tabulares, con un espesor comprendido generalmente entre 0,2 y 0,5 m, y margas grises o marrones en una proporción variable, pero cercana al 50%.

Las areniscas son de granulometría fina a muy fina, tienen la base neta, plana o ligeramente irregular y presentan laminación paralela y "ripples" ascendentes. La laminación convoluta y los "ripples" de oscilación también pueden estar presentes. Localmente, puede encontrarse yeso blanco en niveles centimétricos, en nódulos o, excepcionalmente, en algún nivel de cantos dispersos. En el flanco S del anticlinorio de yesos, la sucesión estratigráfica de la unidad está ordenada en dos secuencias estrato y granocrecientes, separadas localmente por un intervalo de poco espesor de limolitas carbonatadas. La secuencia más moderna grada hacia techo a las areniscas y lutitas rojas de la unidad 35. Las paleocorrientes medidas señalan una dirección comprendida entre 200 y 250. Hacia el E pasa transicionalmente a la unidad citada de lutitas rojas y areniscas, mientras que hacia el O muestra características más distales.

La potencia máxima de la unidad en este sector es de 180 m. Se trata de facies de abanico aluvial terminal, transicional con un sistema lacustre. El límite inferior es un contacto transicional rápido con las limolitas de la unidad 33. El límite superior es un contacto transicional con las lutitas rojas y areniscas de la unidad 35, o una discordancia con los yesos y margas de la unidad 38. La edad, por correlación fotogeológica con otros sectores de la cuenca de antepaís, es Oligoceno inferior.

2.6.4.5. Lutitas marrón-rosadas y areniscas grises (35). Oligoceno inferior

Han sido atribuidos a esta unidad sedimentos detríticos rojos aflorantes en ambos bloques del retrocabalgamiento de Cubells. La unidad se sitúa por encima de los sedimentos lacustres descritos bajo los epígrafes 31, 32, 33 y 34, y está limitada a techo por discordancias: en el flanco S del anticlinorio de yesos es una discordancia claramente visible en la cartografía, mientras que al N, se trata de la discordancia que fosiliza el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales (discordancia de Foradada-Artesa de Segre).

Las areniscas de litología entre mediana y grosera afloran en capas de base erosiva, irregular y más o menos canaliforme, techo plano o ligeramente onulado y potencia comprendida entre 1 y 2 m. Internamente, muestran a menudo tendencia granodecreciente, cantos blandos en la base, laminación cruzada planar y "festoon" y bioturbación a techo. También se reconocen capas areniscoso-conglomeráticas, en las que los cantos proceden exclusivamente de rocas mesozoicas y paleocenas. Las areniscas son predominantemente líticas. Se interpretan como paleocanales.

Entre los cuerpos areniscosos groseros afloran tramos de lutitas y areniscas finas, estas últimas muy abundantes por lo general. Las areniscas finas tienen una potencia decimétrica y centimétrica, base y techo generalmente planos y muestran abundante bioturbación. Se trata de depósitos de desbordamiento. Areniscas y lutitas forman ciclos estrato y granodecrecientes de potencia métrica.

La potencia de la unidad es muy variable; en el corte situado al SO de Artesa de Segre, la unidad alcanza su máxima potencia: 810 m (unidad 1 de VERGÉS, 1993 y MEIGS *et al.*, 1996). Son facies de abanico aluvial distal, dominadas por procesos fluviales. El límite inferior es un contacto transicional con las areniscas tabulares y margas de la unidad 34, a las que grada también de forma lateral. Asimismo, gradan lateralmente a pequeños cuerpos conglomeráticos de origen local (36). El límite superior es una discordancia. La edad, por correlación fotogeológica con otros sectores

de la cuenca de antepaís, es Oligoceno inferior. Esta datación es coherente con las dataciones tradicionalmente otorgadas a la parte alta de la Fm Barbastro (AGUSTÍ, 1987; SÁEZ, 1987; SÁEZ et al., 1991), pero no se ajustan a los datos aportados por el paleomagnetismo (MEIGS et al., 1996), que le atribuyen una edad comprendida entre el Bartonense y la base del Oligoceno inferior.

El conjunto de sedimentos detríticos predominantemente areniscosos y lutíticos que aflora en el bloque superior del cabalgamiento de Artesa de Segre (cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales; montaña de Castellot), situado por encima de las brechas (37), por debajo de la discordancia que fosiliza el cabalgamiento y cortado por éste, ha sido atribuido también a esta unidad.

2.6.4.6. Conglomerados. En menor proporción, lutitas marrones (36). Oligoceno inferior

Los sedimentos de esta unidad corresponden a dos pequeños tramos conglomeráticos asociados a las lutitas y areniscas de la unidad 35. Uno de ellos aflora en la localidad de Foradada, a techo de un tramo predominantemente lutítico y limitado a techo por el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales o, localmente, por la discordancia que fosiliza dicho cabalgamiento, de forma que los conglomerados de la unidad quedan recubiertos por conglomerados más modernos (40).

El otro tramo aflora también en el bloque inferior del citado cabalgamiento, en la localidad de Artesa de Segre. Está estratificado entre las areniscas y lutitas de la unidad 35, que a partir del nivel conglomerático dibujan una discordancia progresiva abierta hacia el O. Los conglomerados son masivos, heterométricos y localmente brechoides. Los cantes provienen exclusivamente de rocas mesozoicas y paleógenas. Evolucionan distalmente en pocos centenares de metros a sedimentos lutíticos y areniscosos (35). La potencia de ambos tramos se sitúa alrededor de 70 m. Son facies de abanico aluvial proximal, de carácter local y poco desarrollo. La edad es Oligoceno inferior.

2.6.4.7. Conglomerados brechoides (37). Eoceno superior-Oligoceno inferior

Estos conglomerados forman la parte más elevada y abrupta de la montaña del Castellot, en la localidad de Artesa de Segre. Se trata de una unidad conglomerática compuesta exclusivamente por cantes brechoides monomíticos, procedentes de la unidad de carbonatos Retienses y del Lías inferior infrayacente (4). Las capas son de potencia métrica, están poco definidas y no muestran organización interna. Los cantes son heterométricos, angulosos y abundan los de caliza micrítica beige. A pocos metros de la cima de Castellot, descendiendo hacia el ONO, se encuentra un afloramiento de yesos del Keuper de varios metros cuadrados inmerso en la unidad conglomerática, que ha sido interpretado como un bloque de grandes dimensiones. La potencia de la unidad es de 125 m. Son facies de abanico aluvial muy proximal, que incluyen depósitos gravitacionales de ladera. No presenta continuidad estratigráfica con ninguna otra unidad detrítica y se encuentra limitada a base y techo por discordancias. Cabe suponer que se depositaron durante el Eoceno superior o la parte baja del Oligoceno inferior y son, en todo caso, anteriores a las lutitas y areniscas atribuidas a la unidad 35, datadas como Oligoceno inferior.

2.6.5. Oligoceno inferior-Oligoceno superior

2.6.5.1. Yesos blancos y margas blanquecinas. Esporádicamente, gypsarenitas y areniscas grises (38). Parte alta de la Fm Barbastro. Oligoceno inferior

La unidad agrupa los sedimentos yesíferos situados estratigráficamente por encima de la discordancia que fosiliza el cabalgamiento basal del manto de las Sierras Marginales y que afloran o bien en el antepaís (yesos de Artesa de Segre y Foradada) o en las láminas cabalgantes de Rubió, Sant Llorenç de Montgai y Camarasa. También incluye el tramo de yesos más alto aflorante en el flanco S del anticlinorio de yesos, que se sitúa justamente por encima de la marcada discordancia que se reconoce en este flanco en la Hoja de Artesa de Segre.

El grueso de la unidad lo forman yesos de similares características a los descritos en el epígrafe 31, que contienen tramos de margas intercalados de potencia decamétrica, y esporádicamente, arcillas rojas. Esporádicamente, se interestratifican con los yesos tramos areniscosos y gypsareníticos de entre 2 y 5 m de potencia. Constituyen ciclos estrato y granocrescentes, con capas planoparalelas decimétricas areniscosas o gypsareníticas en la base, donde se alternan con niveles margosos delgados, y que presentan abundante laminación paralela, convoluta y "ripples" ascendentes. A techo del ciclo, las capas son más potentes y de granulometría más gruesa. Presentan bases erosivas y estratificación cruzada de mediana escala de tipo "festoon" y cruzada planar. Estas indentaciones areniscosas son de parecida facies a los sedimentos cartografiados bajo el epígrafe 41, aunque no son representables a la escala del mapa. También pueden encontrarse algunas capas muy finas de margocalizas blancas con moldes de yeso.

La potencia de la unidad alcanza un máximo de 300 m en el flanco S del anticlinorio de yesos y presenta espesores comprendidos entre algunas decenas de metros y 100 m en el resto de localidades. Se trata de facies lacustres evaporíticas y de abanico terminal. El límite inferior de la unidad es una discordancia en el flanco S del anticlinorio de yesos, de manera que los yesos de la unidad se sitúan, de E a O, encima de las facies detriticas rojas de la unidad 35 y posteriormente encima de las areniscas y margas de la unidad 34. Esta discordancia se pone de manifiesto, en el sector E, por un cambio en la dirección y el buzamiento de las capas, de forma que hacia el O la unidad yesífera se superpone paulatinamente a depósitos más antiguos. En el sector O de la Hoja, la verticalidad en el buzamiento de las capas permite observar un importante surco erosivo a la base de la unidad, en el punto donde ésta se superpone directamente a la unidad 34. La unidad grada lateralmente de manera transicional a las areniscas y lutitas rojas de la unidad 39. El límite superior es un contacto concordante con las unidades 39 o 41, según las localidades. La edad es Oligoceno inferior.

2.6.5.2. Lutitas marrones, rojas, puntualmente grises y areniscas grises. Muy esporádicamente, yesos blancos y conglomerados (39). Oligoceno

Esta unidad comprende un conjunto litológico bien caracterizado y ampliamente desarrollado en los sectores E y S de la Hoja, dentro del antepaís. También se reconoce en láminas cabalgantes del sector frontal de las Sierras Marginales (Camarasa, Rubió). Estos depósitos se sitúan, estratigráficamente, por encima de la discordancia que fosiliza el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales al N del anticlinorio de yesos (zona de Foradada-Artesa de Segre), o

bien en láminas cabalgantes fosilizando estructuras internas de éstas (láminas de Sant Salvador, Sant Llorenç de Montgai, Rubió). La franja de sedimentos de esta unidad que aflora en el extremo meridional de la Hoja, por encima de las facies heterolíticas de la unidad 38, correspondería a la Fm Peralta (CRUSAFONT, *et al.*, 1966).

Estos depósitos son los equivalentes laterales de, por un lado, abanicos aluviales conglomeráticos de edad oligocena y de, hacia posiciones más distales, depósitos lacustres de carácter detrítico, carbonatado y evaporítico de la misma edad. Dada la dificultad en dividir cronológicamente y estratigráficamente estos sedimentos, que afloran en diversas unidades tectónicas, y al objeto de clarificar la lectura de la Hoja, se ha optado por su inclusión en una misma unidad. Al N de la fractura de Alòs-Montargull, la ausencia de estructuras y la continuidad física de estos sedimentos hacia las Hojas circundantes ha permitido su correlación con los conglomerados de Comiols y su separación en dos unidades (46 y 47), separadas entre si por una discordancia.

Desde el punto de vista sedimentológico, se trata de un conjunto que alterna en proporción variable lutitas y areniscas, con predominio de las primeras salvo escasas excepciones. Los tramos lutíticos contienen arcilla y limolita interestratificada, con predominio mayoritario de arcilla y afloran en tramos que pueden tener un espesor de hasta 20 m. Presentan escasa bioturbación, exceptuando algún nivel de paleosuelo con bioturbación por raíces bien desarrollada. Las areniscas de granulometría fina están asociadas a las lutitas y pueden formar tramos de hasta 5 m de potencia. Las capas son más o menos planoparalelas, con la base poco erosiva y tienen una potencia decimétrica a centimétrica, aunque también se reconocen bases erosivas canaliformes. Presentan laminación paralela y cruzada de pequeña a mediana escala. Ocasionalmente, tramos lutíticos con intercalaciones de areniscas finas pueden alcanzar hasta 100 m de potencia. Las areniscas de granulometría mediana a gruesa se intercalan en proporción variable en el conjunto anterior. Pueden aflorar aisladas regularmente, entre tramos de potencia métrica a decamétrica de sedimentos detriticos finos, o bien con menor frecuencia agruparse en tramos donde son predominantes. Afloran en capas de base erosiva, irregular y más o menos canaliforme, techo plano o ligeramente ondulado y potencia comprendida entre 1 y 6 m. Internamente, muestran a menudo tendencia granodecreciente, cantos blandos en la base, laminación cruzada planar y "festoon" y bioturbación a techo. La continuidad lateral de estas capas en sentido perpendicular a las paleocorrientes es del orden de algunas decenas de metros, mientras que en el sentido de las paleocorrientes puede ser hectométrico a quilométrico. Las areniscas son de cuarzo, con una proporción entre moderada y baja de fragmentos líticos. Las capas de areniscas conglomeráticas o de conglomerados son muy escasas, presentan también morfología canaliforme ygradan rápidamente a niveles areniscosos. Las lutitas grises y las capas de yeso blanco, generalmente nodular, afloran en niveles delgados y muy esporádicamente.

La potencia de la unidad es variable y puede alcanzar varios centenares de metros. Son sedimentos fluviales, con predominio de facies de desbordamiento, enmarcadas en una zona de orla de abanicos aluviales, y localmente en la parte media o distal de algún abanico aluvial. Pasan transicionalmente a distintos cuerpos conglomeráticos (40) y hacia posiciones más distales a las unidades lacustres y de abanico terminal (38, 41 y 42). La edad es Oligoceno.

2.6.5.3. Conglomerados y lutitas ocres y rojizas. En menor proporción, areniscas conglomeráticas (40). Oligoceno

Ocupan una posición estratigráfica similar a la de los conglomerados de Comiols. Constituyen los depósitos proximales de abanicos aluviales de dimensiones reducidas, adosados a relieves positivos formados por rocas mesozoicas y paleógenas del manto de las Sierras Marginales. Estos depósitos se sitúan, estratigráficamente, por encima de la discordancia que fosiliza el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales, o mostrando relaciones sintectónicas con algunas estructuras (falla N-S de Monteró, fractura de Alòs-Montargull, cabalgamiento de Montsonís) y también fosilizando estructuras internas en láminas cabalgantes de dicho manto (láminas de Sant Salvador y de Sant Llorenç de Montgai, domo de Sant Mamet). Son cortados, a su vez, por estructuras más modernas (fractura de Alòs-Montargull, cabalgamiento de Montroig).

Pueden formar tramos masivos de algún centenar de metros, que lateralmente grada a conglomerados bien estratificados y después a sedimentos detriticos finos o incluso evaporitas (39). Este tránsito lateral, localmente, puede producirse en tan solo unos pocos centenares de metros (barranco de Sant Llorenç de Montgai, Camarasa).

Los conglomerados afloran en capas de potencia hemimétrica a métrica. En los tramos más masivos, la estratificación está poco marcada y la base de las capas es generalmente erosiva, plana o irregular y raramente canaliforme. La estructura interna de las capas es generalmente clasto-soportada, con abundantes cantes horizontales, o imbricados en ocasiones, y gradación granodecreciente. También se reconocen capas desorganizadas, algunas con estructura sopor-tada por la matriz. La textura de los cantes es muy variable, gradando entre brechoide y moderadamente redondeada, así como el tamaño, que aunque heterométrico, es generalmente grosero, con cantes de tamaño bloque abundantes en zonas proximales de los abanicos. La matriz es areniscosa y el cemento calcáreo. Contienen intercalaciones lenticulares esporádicas de areniscas y lutitas, de potencia decimétrica. La procedencia de los cantes puede ser exclusivamente local (clastos de materiales mesozoicos y terciarios) o mezclar una proporción considerable (aproximadamente un 15%) de clastos paleozoicos, con lítitas, cuarzo y alguna roca me-tamórfica. Los tramos de lutitas tienen una potencia de pocos metros.

Las lutitas son ocres, marrones o rojizas y contienen niveles canaliformes dispersos de areniscas, gravas, conglomerados o brechas. Indican zonas laterales de los abanicos.

La potencia de la unidad es muy variable, oscilando entre algunas decenas de metros y alrede-dor de 600 m en la sierra de Monteró. Son facies de abanico aluvial proximal y medio. El límite inferior es una importante discordancia angular. Los conglomerados llenan en ocasiones pa-leo valles de vertientes abruptas. El límite superior es un contacto transicional con los sedimen-tos detriticos finos de la unidad 39, con los que también se produce un tránsito lateral de facies. La edad de la unidad es Oligoceno.

2.6.5.4. Areniscas grises y asalmonadas en capas planoparalelas, margas grises y arcillas rojas (41). Oligoceno inferior.

Esta unidad engloba sedimentos de parecida facies a la de los sedimentos cartografiados en la unidad 34, pero que ocupan una posición estratigráfica más alta. Afloran en la lámina cabalgante

de Camarasa y en ambos bloques del retrocablagamiento de Cubells (flanco S del anticlinorio de yesos, en el bloque superior y localidades de Foradada y Artesa de Segre, en el bloque inferior). Presentan una proporción de sedimento areníscoso de alrededor del 30% y un 70% de fracción lutítica. La potencia está comprendida entre 10 y 50 m. Son facies de abanico aluvial terminal. El límite inferior es un contacto neto con las unidades 38 o 39. Gradan lateral y verticalmente a las areniscas y lutitas rojas fluviales de la unidad 39. Por su posición estratigráfica, se le atribuye una edad Oligoceno inferior.

2.6.5.5. Lutitas grises y rosadas, areniscas grises, yesos blancos, margocalizas y calizas micríticas (42). Oligoceno inferior

Esta unidad heterolítica se reconoce en el flanco S del anticlinorio de yesos, en el extremo meridional de la Hoja. Alterna, en proporción variable, tramos de espesor decimétrico a métrico de las litologías citadas. En general, las lutitas y las areniscas predominan en el sector E de la Hoja, mientras que hacia el O abundan los niveles de yesos, en el tramo basal de la unidad, y las lutitas rojas con algún nivel de margocalizas y calizas, hacia el techo.

Las areniscas son de grano fino, planoparalelas, de espesor decimétrico y muestran laminación paralela y "ripples" ascendentes. Están asociadas a las lutitas. Esporádicamente, son de granulometría grosera y forman canales de 2-3 m de potencia. Los yesos afloran principalmente en el tramo basal de la unidad y presentan estructura enterolítica. Hacia el E se reconocen en forma de niveles delgados intercalados entre lutitas predominantemente rosadas, mientras que hacia el sector O forman niveles de espesor métrico entre tramos de lutitas grises y blanquecinas.

En las Hojas vecinas de Agramunt (360) y Os de Balaguer (327), esta unidad es esencialmente carbonatada y consiste en margas blancas y calizas micríticas grises. Estas calizas se sitúan la base de la Fm Peralta (GARRIDO, 1972) y han sido datadas del Oligoceno inferior (REILLE, 1967). En esta Hoja, afloran solo de forma esporádica hacia el extremo O de la misma, en capas de potencia decimétrica, intercaladas entre tramos de espesor métrico a decamétrico de lutitas rosadas con areniscas, en lo que parece significar un tránsito gradual entre esta unidad y las areniscas y lutitas de la Fm Peralta (unidad 39 en el extremo S de la Hoja). Más hacia el E, las calizas no se reconocen y el contacto entre el conjunto heterolítico y las areniscas y lutitas rojas es neto.

La potencia de la unidad se sitúa alrededor de los 200 m. Son facies lacustres y de abanico terminal. El límite inferior es un contacto neto con las areniscas y margas de la unidad 41. La edad es Oligoceno inferior.

2.6.5.6. Conglomerados polimícticos con grandes cantos de cuarzo (43). ¿Oligoceno inferior?

Estos conglomerados tienen una posición estratigráfica imprecisa, al estar aislados por discordancias entre sedimentos del Eoceno inferior (yacente) y unidades detríticas más modernas de carácter continental (conglomerados de Comiols). La litología de los cantos, con un contenido relativamente alto en rocas paleozoicas y cuarzo, sugiere una posible asociación de esta unidad con unidades intermedias de los conglomerados de Oliana (VERGÉS et al., 1992) (epígrafe, de edad más antigua que los conglomerados de Comiols. Se reconocen en el sector del río Boix

situado al N de la fractura de Alòs-Montargull, en dos afloramientos que dibujan probablemente un sinclinal orientado E-O, muy atenuado a nivel de las unidades conglomeráticas suprayacentes y que no se representa en la cartografía de la Hoja. El afloramiento más meridional representaría el flanco S, invertido, del sinclinal, en contacto con la fractura de Alòs-Montargull. El flanco N, con un buzamiento suave hacia el S, aflora en la colina denominada Alto de Comelles.

El aspecto de la unidad en el campo es característico, con un color gris oscuro punteado de abundantes manchas ocres, que corresponden a grandes cantos de cuarzo. Desde el punto de vista sedimentológico, se trata de conglomerados masivos, estratificados en capas de potencia métrica. La organización interna de las capas es en estratos de espesor decimétrico y continuidad lateral decamétrica, con la base erosiva ligeramente irregular. Los estratos presentan laminación paralela, con los ejes largos de los cantos dispuestos horizontalmente o imbricados. Los cantos conglomeráticos están bien rodados y provienen en un 50% de calizas mesozoicas y terciarias, en un 30% de cuarzo y en un 20% de rocas paleozoicas. Los cantos de cuarzo están recubiertos de una pátina de alteración ocre y su diámetro máximo medio, alrededor de 50 cm, se sitúa muy por encima del de los demás cantos. Otras características resenables de estos conglomerados son el elevado grado de cementación y el abundante diaclasisado.

La potencia máxima aflorante es de 125 m. Son conglomerados depositados en un medio fluvio-aluvial, con canales trenzados, cuyo área fuente se situaba en zonas internas del Pirineo. La edad se sitúa probablemente en el Oligoceno inferior.

2.6.5.7. Conglomerados masivos con bloques (44). Oligoceno inferior

Forman parte del sistema de conglomerados de Comiols. Los mejores afloramientos de la unidad se encuentran en los barrancos situados al N de Tòrrec. Son conglomerados masivos o con débil estratificación, en capas de potencia muy variable (0.5 a 10 m). Las capas tienen la base generalmente erosiva, plana o canaliforme. La organización interna de las capas es masiva o gradada, aunque en ocasiones puede apreciarse estratificación horizontal poco marcada. Los cantos están poco rodados, son heterométricos y abundan los bloques de dimensiones decimétricas o incluso métricas. Provienen en gran medida de areniscas y calizas del Cretácico superior y en menor proporción de rocas del Terciario. Esporádicamente se encuentra algún canto procedente de rocas paleozoicas. Los niveles de areniscas son muy escasos, tienen forma lenticular y poco espesor. Buena parte de los niveles conglomeráticos pueden interpretarse como "debris flows" y tienen poca continuidad lateral. Se reconocen "debris flows" sin organización interna, con los cantos soportados por una matriz areniscoso-lutítica y también "debris flows" soportados por los propios cantos conglomeráticos, con matriz areniscosa. Estos últimos pueden presentar gradaciones normales o inversas y también estructura interna desorganizada.

La potencia máxima aflorante de la unidad es de aproximadamente 250 m. Son facies de abanico aluvial proximal. El límite inferior de la unidad es una discordancia con el Eoceno inferior marino. El límite superior es una discordancia con sedimentos conglomeráticos, areniscosos y lutíticos más modernos. Por correlación con los conglomerados de Comiols, la edad de esta unidad correspondería a la parte alta del Oligoceno inferior.

2.6.5.8. Conglomerados monomícticos grises (45). Oligoceno superior

Forman parte del sistema conglomerático de Comiols. Los afloramientos de esta unidad se localizan en el abanico de barrancos situado al N de Tórrec. Afloran en capas de potencia métrica, con bases poco marcadas aunque a menudo erosivas, planas o irregulares. La ordenación interna de las capas es en estratos horizontales, textura clastosoportada, con disposición horizontal de los cantes o imbricada ocasionalmente. También se reconocen capas sin ordenación interna. Los cantes son heterométricos, con predominio de cantes conglomeráticos grandes, subangulosos o ligeramente redondeados. El contenido en cantes de tamaño bloque es abundante. La procedencia de los cantes es local en un 95%, con predominio de elementos procedentes de calizas mesozoicas y terciarias y presencia abundante de cantes de areniscas Santonienses. Las rocas paleozoicas y el cuarzo representan alrededor del 5% del total de los cantes. La matriz es limosa y en menor medida, areniscosa. El grado de cementación es elevado. Contienen intercalaciones areniscosas lenticulares esporádicas.

La potencia de la unidad en la Hoja es de 80 m. Son facies de abanico aluvial proximal y medio. Los límites inferior y superior de la unidad son discordancias, mientras que lateralmente, la unidad grada rápidamente hacia el S a las areniscas y lutitas de la unidad 46. Por su posición estratigráfica dentro del sistema conglomerático de Comiols, la edad de estos conglomerados puede situarse en la base del Oligoceno superior (Chatiense).

2.6.5.9. Lutitas marrones y rojas y areniscas grises (46). Oligoceno superior

Esta unidad es el equivalente, al N de la fractura de Alòs-Montargull, de parte de los sedimentos que al S de esta misma estructura se han englobado dentro de la unidad 39. Las características sedimentológicas de la unidad son las mismas que las descritas en la unidad 39. La potencia de la unidad en la Hoja es de unos 150 m, si bien solo aflora la parte superior. Son facies de abanico aluvial distal. Una pequeña parte de estos sedimentos pasa lateralmente a los conglomerados monomícticos de la unidad 45, mientras que los que afloran en el extremo NE de la Hoja constituyen partes distales de los conglomerados de Comiols. El límite superior es una discordancia que pone en contacto esta unidad con otro conjunto de lutitas y areniscas de idéntica facies. La edad es Oligoceno superior (Chatiense).

2.6.5.10. Lutitas marrones, rojas y ocres y areniscas grises (47). Oligoceno superior

Esta unidad es equivalente, al N de la fractura de Alòs-Montargull, de la parte más alta de los sedimentos que al S de esta misma estructura se han englobado dentro de la unidad 39. Las características sedimentológicas de la unidad son las mismas que las descritas en la unidad 39. La potencia de la unidad es de unos 500 m. Son sedimentos fluviales, con predominio de facies de desbordamiento, enmarcadas en una zona de orla de abanicos aluviales, y localmente en la parte media o distal de algún abanico aluvial. El límite inferior es una discordancia, que los separa de las lutias y areniscas de la unidad 46. Gradan lateralmente a depósitos conglomeráticos de abanicos aluviales presentes en esta Hoja y a otros pertenecientes al sistema conglomerático de Comiols aflorante en Hojas circundantes. La edad es Oligoceno superior (Chatiense).

2.6.5.11. Conglomerados masivos con cantes de yeso (48). Oligoceno

Estos conglomerados afloran en láminas cabalgantes situadas en el sector frontal de las Sierras Marginales, en la zona de Camarasa, yaciendo discordantemente junto a otras unidades detríticas por encima de sedimentos mesozoicos y terciarios. Los elementos de los conglomerados son casi exclusivamente cantes de yeso, hecho que dificulta cualquier apreciación sobre la sedimentología de la unidad. Los conglomerados que afloran en la lámina cabalgante de Camarasa se hallan, además, tectonizados. Difícilmente se observan capas, únicamente se distinguen en ocasiones niveles de gypsarenitas de poco espesor. Esporádicamente se encuentra algún canto de caliza micrítica. La potencia aproximada de la unidad es de 250 m. Son facies de abanico aluvial proximal. El límite inferior de la unidad ha sido interpretado como una discordancia. La unidad no está relacionada genéticamente con ninguna otra unidad detrítica y a su techo no se encuentran sedimentos más modernos. La edad es Oligoceno sin determinar.

2.6.6. Oligoceno superior-Mioceno inferior

2.6.6.1. Conglomerados masivos (49). Oligoceno superior

Son los depósitos conglomeráticos más modernos que se reconocen en la Hoja. Fosilizan la fractura de Alòs-Montargull y otras estructuras que entroncan con ésta. La mayor parte de los afloramientos de la unidad se sitúan cerca de Alòs de Balaguer (Sierras de Penarrera y Lo Palomar).

Se trata de un conjunto muy poco estructurado de conglomerados polimícticos y heterométricos. Localmente pueden observarse indicios de estratificación, dados por franjas de clastos de gran tamaño. El tamaño máximo de éstos alcanza diámetros de 30 a 50 cm, mientras que el tamaño medio varía entre 3 y 10 cm. Los clastos de tamaño bloque son muy abundantes. Proviene de rocas paleozoicas, calizas mesozoicas y calizas de alveolinas. Localmente, se observan solo clastos locales de calizas mesozoicas.

La potencia de la unidad es de un mínimo de 120 m. Son facies de abanico aluvial proximal. La morfología general indica que probablemente rellenan un relieve relictico (paleovalle). El límite inferior es una discordancia con los conglomerados de la unidad 40, cuyos tramos más altos se sitúan en el Oligoceno superior. La edad de esta unidad es por lo tanto Oligoceno superior o más moderna, sin que pueda descartarse que sea correlacionable con los "Conglomerados de Baells" (POCOVÍ, 1978) y Fm Sariñena, de edad Chatiense-Aquitaniense (Mioceno inferior), que fosilizan estructuras muy modernas en el manto de las Sierras Marginales.

2.7. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son muy frecuentes en la Hoja de Artesa de Segre. Las características fisiográficas de la región, con una importante red fluvial que se ordena en torno a los ríos Segre y Noguera Pallaresa, contribuyen al desarrollo de formas fluviales, de ladera y poligénicas. En el apartado de Geomorfología de esta misma memoria, se describen con mayor detalle todas las formas, procesos y origen de los distintos tipos de depósitos, así como el modelado del relieve. Aquí se describen someramente las características de los distintos tipos de depósitos con entidad cartográfica representados en la Hoja.

2.7.1. Depósitos fluviales

2.7.1.1. *Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (50). Terraza +80 y +110. Pleistoceno inferior*

Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas y conglomerados, entre otros. El grado de cementación varía desde casi nulo a muy elevado, pudiendo llegar a ser verdaderos conglomerados. Corresponden a la terraza más alta o superior del Segre, situada entre +80 y +110 metros sobre el nivel actual del río. Solamente se han conservado algunos retazos, en la cima de pequeñas colinas, al Sur de Vall-llebrera y al Sur de Camarasa, cerca de las casas de Bedó y Baella. En Camarasa se interpretan como los depósitos fluviales del río Segre cuando rodeaba por el Este el relieve positivo de Monteró, anteriormente a la excavación del estrecho de Sant Llorenç de Montgai. En este último sector se observan frecuentes zonas de cantos verticalizados, posiblemente por efecto de movimientos halocinéticos del substrato precuaternario.

2.7.1.2. *Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (51). Terraza +40 y +60. Pleistoceno inferior-medio*

Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas y conglomerados, entre otros. El grado de cementación varía desde casi nulo a muy elevado, pudiendo llegar a ser verdaderos conglomerados. Corresponden a la terraza alta del Segre, situada entre +40 y +60 metros sobre el nivel actual del río. Solamente se han conservado algunos retazos, colgados respecto el resto de la sedimentación cuaternaria, entre el límite Este de la Hoja y Alòs de Balaguer o al Sur de Sant Llorenç de Montgai.

2.7.1.3. *Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (52). Terraza +20. Pleistoceno superior-medio*

Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas y conglomerados, entre otros. El grado de cementación varía desde casi nulo a muy elevado, pudiendo llegar a ser verdaderos conglomerados. Su techo está formado por un tramo de limos rojizos con abundantes cantos dispersos, tiene una potencia variable desde pocos centímetros a 2 metros. En este tramo, frecuentemente los cantos son angulosos y su litología es exclusivamente carbonatada. Se interpretan como sedimentos de llanura de inundación o coluviales de origen lateral respecto al río. La unidad en conjunto corresponde a la terraza media del Segre, situada a +20 metros sobre el nivel actual del río. Solamente algunos depósitos situados en zonas de ensanchamiento fluvial se han librado del desmantelamiento general que ha sufrido esta unidad.

2.7.1.4. *Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (53). Terraza +10. Pleistoceno superior*

Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas y conglomerados, entre otros. El grado de cementación es generalmente muy bajo. Su

techo está formado por un tramo de limos rojizos con abundantes cantos dispersos. En él, los cantos son angulosos y su litología es exclusivamente carbonatada. Se interpretan como sedimentos coluviales de origen lateral respecto el Segre que pasan lateralmente y recubren a las gravas fluviales. Tiene una potencia variable desde pocos centímetros a varios metros. La unidad en conjunto corresponde a la terraza baja del Segre situada a +10 metros sobre el nivel actual del río. Aflora ampliamente a ambos márgenes del Segre excepto en las zonas donde el encajamiento es muy marcado.

2.7.1.5. Gravas polimícticas muy rodadas con matriz arenosa, que incluyen algunos niveles lenticulares de arenas o limos (54). Terraza +1 y +3. Holoceno

Su litología es muy variada: calizas, granitoides, pórfidos, pizarras, esquistos, cornubianitas, areniscas y conglomerados, entre otros. El grado de cementación es muy bajo o nulo. Frecuentemente, su techo está formado por un tramo de potencia decimétrica de limos rojizos con gravas rodadas poligénicas dispersas o formando niveles. Se interpretan como sedimentos de llanura de inundación. Ocasionalmente, y solo durante las grandes crecidas del río, es recubierta discordantemente por las gravas de barra fluvial de la unidad 55 (barras actuales). Su posibilidad de conservación es baja puesto que son inmediatamente explotadas como áridos. La unidad en conjunto corresponde a la terraza inferior del Segre, situada entre +1 y +3 metros sobre el nivel actual del río.

2.7.1.6. Gravas y gravillas polimícticas muy rodadas con lentejones de arenas de tamaño medio a grueso (55). Barras actuales. Holoceno

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

2.7.1.7. Limos y arenas finas con niveles de gravillas y lentejones de gravas (56). Fondo de valle plano. Pleistoceno superior-Holoceno

Forman el lecho de ríos afluentes del Segre de una relativa importancia, como el río Boix o los barrancos del Salí, Senill o Segués. También ocupan el fondo de pequeños torrentes, generalmente encajados, de una cierta funcionalidad durante episodios de lluvias. Hacia las zonas de ala, la litofacies dominante son limos masivos, con cantos dispersos de procedencia lateral respecto el eje del valle. En la zona central son muy abundantes los niveles lenticulares de tendencia granodecreciente de gravillas y arenas limpias de origen fluvial. Incluyen también algunos lentejones de gravas angulosas o rodadas, con matriz limosa o arenosa. La intensa ocupación agrícola de su techo hace difícil la evaluación de su potencia, pero se interpreta que es muy variable, oscilando entre pocos decímetros y varios metros. En la zona de cabecera de los

barrancos pasa lateralmente de forma transicional a las unidades 59, 61 y 60. Se interpretan como depósitos básicamente de origen fluvial-torrenciales con un cierto aporte coluvial lateral. Este origen determina su geometría en forma de valles de fondo plano

2.7.2. Depósitos kársticos

2.7.2.1. *Limos rojizos tipo "terra rossa" (57). Depósitos kársticos. Pleistoceno-Holoceno*

Son arcillas que proceden de la decalcificación de carbonatos. Solamente aparecen en tres depósitos de reducida extensión: en la zona denominada "Les Aigüetes", entre los barrancos de Gener y de Parades de Sant Pere y al Noroeste de Vilanova de Meià.

2.7.3. Depósitos poligénicos

2.7.3.1. *Gravas rodadas de litología exclusivamente carbonatada con matriz arenosa o limosa (58). Pleistoceno inferior-medio*

Se disponen en niveles de geometría lenticular o tabular a pequeña escala, con tendencia grano-decreciente y estructuras de corriente. Incluyen tramos de limos con cantos dispersos y algunos niveles de arenas medianas a gruesas. Forman depósitos de reducida extensión cartográfica y presentan potencias de orden métrico, alcanzando unos 15 metros como máximo. En Alós de Balaguer forman un depósito, con el techo suavemente inclinado hacia el sur, formado por materiales procedentes de la sierra de Sant Mamet. Cabe destacar la presencia de algunos niveles de espesor decimétrico de travertinos intercalados entre las gravas. Al Sudeste de Camarasa los afloramientos se restringen al techo de algunas pequeñas lomas que han evitado el desmantelamiento general. En el corte de la carretera de Cubells a Camarasa se observan deformaciones recientes de estos materiales, posiblemente producidas por los movimientos halocinéticos de las evaporitas subyacentes. En ambos sectores se interpretan como sedimentos de origen aluvial, depositados en abanicos de extensiones bastante superiores a las actualmente conservadas. En Camarasa la erosión ha desmantelado la conexión física con las terrazas, pero se interpreta que equivale lateralmente a la terraza 4 (50) del Segre.

2.7.3.2. *Limos o limos arenosos con abundantes gravillas y cantos dispersos o formando niveles (59). Pleistoceno superior-Holoceno*

En la zona de ala de los torrentes la litofacies dominante es de limos masivos, de coloración rojiza o blanquecina en función del área fuente. Incluyen abundantes gravillas angulosas de litología carbonatada, generalmente dispersas, y algunos fragmentos de tamaño decimétrico. Hacia el centro de los torrentes son frecuentes los niveles de cantos angulosos o rodados con matriz limosa o arenosa. Presentan geometría lenticular, base erosiva y continuidades laterales de orden métrico. Generalmente su potencia es escasa, aunque localmente puede ser de orden métrico. También incluyen niveles lenticulares de arenas bien estratificadas, formando secuencias granodecrecientes con arenas gruesas en la base que pasan progresivamente hacia techo a arenas finas y limos.

La unidad en conjunto tiene una potencia muy variable, desde pocos decímetros a varios metros, siendo frecuentes los cortes con más de cinco metros de espesor. Pasan lateralmente de

forma transicional, o bien recubren, a las terrazas 1 (53) y 0-1 (54) del Segre y a la unidad de fondo de valle 56. Se interpretan como depósitos asociados a pequeños torrentes, únicamente funcionales durante episodios de fuertes lluvias. Su formación es marcadamente poligénica, por efecto de la acumulación de sedimentos de origen longitudinal y lateral respecto la dirección del torrente. Este origen determina su geometría en forma de valles de fondo plano en la zona central, pasando en las alas a depósitos de ladera.

2.7.3.3. Limos con cantos dispersos (60). Glacis laterales. Pleistoceno superior-Holoceno

Son sedimentos de origen aluvial-coluvial localizados al pie de relieves positivos, formando glacis de acumulación. Constituyen depósitos con una potencia máxima de 10 metros, con el techo suavemente inclinado en dirección al Segre. Se sitúan en sectores donde la menor resistencia a la erosión ha permitido la excavación de cuencas rodeadas de relieves positivos, como por ejemplo la de Baldomar. La litofacies dominante es de limos masivos con intercalaciones relativamente frecuentes de gravas subangulosas, dispersas o formando niveles poco continuos lateralmente. Presentan abundantes nódulos de carbonato de calcio y también algunos niveles lenticulares de potencia decimétrica y base erosiva, formados por cantos algo rodados con matriz arenosa. Hacia las zonas cercanas al área fuente son algo más abundantes los cantos de diámetro superior a 10 centímetros, pero, en general la diferencia entre las facies proximales y las distales es muy poca. Pasan lateralmente a los depósitos de fondo de valle (unidades 56 y 59) y a la terraza 1 (53) del Segre, como puede observarse al sudoeste de Baldomar.

2.7.3.4. Gravas subangulosas con matriz limosa y limos con cantos dispersos (61). Glacis. Pleistoceno superior-Holoceno

Son depósitos de origen aluvial-coluvial situados al pie de relieves positivos formando glacis de acumulación. En las zonas proximales dominan las litofacies de gravas angulosas o escasamente rodadas con abundante matriz limosa. Pueden presentar aspecto masivo totalmente desorganizado o, por el contrario, aparecer bien estratificadas formando niveles grano-decrecientes con base erosiva. Los clastos son de tamaño centimétrico, pero pueden incluir abundantes bloques de hasta un metro de diámetro. Se interpreta que tienen un origen mixto, entre sedimentos depositados por flujos acuosos tractivos y flujos masivos. Hacia las zonas medias decrece progresivamente el tamaño de los clastos, se hacen raros los bloques y aparecen abundantes tramos de potencia métrica de limos con cantos dispersos y niveles decimétricos de gravas subangulosas, poco continuos lateralmente. La litología de los clastos es exclusivamente carbonatada y son de procedencia estrictamente local. El grado de cementación es muy variable, desde totalmente inconsolidados a fuertemente consistentes formando caliches.

El depósito en conjunto presenta potencias que pueden ser superiores a 10 metros. Al norte de Camarasa solamente aparecen las facies proximales por efecto de la reducida extensión de los glacis. En esta zona pasan lateralmente y recubren a las terrazas 2 (52), 3 (51) y 1 (53) del Segre, amalgámandose los depósitos de litología exclusivamente carbonatada de procedencia lateral con las gravas polimícticas fluviales del Segre.

En la zona de Vilanova de Meià forman un glacis de acumulación que se extiende desde el pie del Montsec de Rúbies hasta el estrecho de Gàrzola en conjunción con los depósitos de la unidad 56. En él cabe destacar la superposición de dos tramos con igual litología y origen, pero con muy diferente grado de cementación. Los 2 a 4 metros superiores están totalmente inconsolidados y la matriz limosa tiene color oscuro y aspecto terroso. Por debajo de ellos, el grado de consolidación es alto, son frecuentes las calichificaciones y el color es pardo claro. La superficie de separación entre estos dos materiales es limpia y bien definida. Se interpretan como materiales con el mismo significado sedimentario pero de diferente edad.

El nivel inferior se correlaciona lateralmente con la terraza 1 (53) del Segre, mientras que el tramo superior es más reciente y posiblemente correlacionable con la terraza 0-1 (54).

2.7.4. Depósitos de laderas

2.7.4.1. *Bloques y cantos con matriz heterométrica o limos con abundantes cantos dispersos (62). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno*

Se disponen adosados al pie de relieves positivos formando acumulaciones de espesor variable entre pocos centímetros y varios metros. Los depósitos de escaso grosor y extensión cartográfica reducida no han sido representados en el mapa. Se trata de sedimentos de origen coluvial, formados principalmente por caída gravitacional desde los escarpes adyacentes. Generalmente su aspecto es desorganizado y masivo, si bien ocasionalmente pueden presentar una cierta estratificación en función de la granulometría.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Artesa de Segre está enmarcada en la zona límite entre la Unidad Surpirenaica Central (SÉGURET, 1972) y la cuenca de antepaís del Ebro. Dentro de esta gran unidad tectónica, se han diferenciado tres mantos, que son de N a S el manto de Boixols, el del Montsec y el de las Sierras Marginales. Se emplazaron en momentos distintos en una secuencia de propagación de bloque inferior y la deformación se trasladó al antepaís con posterioridad

En el manto de las Sierras Marginales, se produjo después una reactivación tectónica en secuencia de bloque superior (VERGÉS y MUÑOZ, 1990; MUÑOZ, 1992), que afectó también al cabalgamiento del Montsec (TEIXELL y MUÑOZ, 2000). El conjunto referido de láminas de cobertura se superponen al Terciario autóctono (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985). En la Hoja, aflora extensamente el manto de las Sierras Marginales, en su terminación oriental, y un pequeño retazo del manto del Montsec, en el extremo N de la Hoja. La mitad SE está ocupada básicamente por sedimentos plegados del antepaís, en parte cabalgados por el manto de las Sierras Marginales, aunque los más modernos lo recubren discordantemente y solo están afectados por estructuras tardías. El antepaís presenta por lo tanto una estructura compleja, en la que también se han individualizado unidades tectónicas.

Clásicamente, la subdivisión del manto de las Sierras Marginales en unidades menores ha sido realizada en base a criterios estratigráficos y estructurales. Los sedimentos mesozoicos, paleocenos

y del Eoceno inferior describen, en conjunto, un prisma en forma de cuña de hasta 2.000 m de espesor que se adelgaza hacia el S (VIDAL, 1898; SOUQUET, 1967; GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972 y POCOVÍ, 1978), donde no se reconocen todos los términos de la sucesión y las facies son más proximales.

Los sedimentos del Eoceno medio se reconocen únicamente en las láminas cabalgantes más meridionales. El carácter sintectónico de los sedimentos marinos y transicionales del Eoceno ha sido reconocido por diversos autores (MUTTI *et al.*, 1985; SAULA, 1986; ZAMORANO, 1993; SAULA y SAMSÓ, 1996; TEIXELL y MUÑOZ, 2000). El Terciario continental muestra, asimismo, características sintectónicas y su espesor y distribución son muy irregulares (BIROT, 1935; POCOVÍ, 1978; VERGÉS, 1993; SERRA *et al.*, 1994; MEIGS *et al.*, 1996).

Estructuralmente, cabe diferenciar una zona N con predominio de pliegues amplios y láminas cabalgantes de gran extensión ("conjunto norte" de POCOVÍ, 1978; "unidad tectónica de Montroig" de VERGÉS, 1993), y una zona S integrada por numerosas láminas cabalgantes imbricadas e incluso apiladas de dimensiones más reducidas ("conjuntos centro y sur" de POCOVÍ, 1978).

Si bien en general la dirección de los pliegues y cabalgamientos es O-E o ONO-ESE, con vergencia hacia el S, gran parte de las estructuras de la Hoja muestran una dirección oblicua respecto esta tendencia. En particular, cabe citar el conjunto de láminas cabalgantes plegadas que ocupa el sector central de la Hoja ("zona de pliegues transversos" de POCOVÍ, 1978) y las estructuras de las Sierras de Sant Salvador y Monteró (Camarasa).

Tradicionalmente, se ha considerado que el nivel de despegue del sistema se encuentra en las lutitas y yesos del Keuper (unidad cartográfica 3). La presencia de pequeñas barras de Muschelkalk, donde la unidad está fuertemente tectonizada y aflora generalmente incompleta, indica que el nivel de despegue principal debió situarse en la base de esta unidad. En este caso, correspondería probablemente a los yesos y lutitas del techo del Buntsandstein (Facies Röt), que si bien no se han reconocido en el ámbito de las Sierras Marginales, no puede descartarse su presencia, mezclada con los sedimentos del Keuper que muestran igual facies. Localmente, las lutitas del Garumniense (unidad cartográfica 20) han actuado como nivel de despegue en estructuras complejas pero de poco salto. Hacia el antepaís, el nivel de despegue se traslada a la base del nivel principal y más potente de los yesos de la Fm Barbastro (unidad cartográfica 31).

En la Hoja, los principales accidentes del manto de las Sierras Marginales y que se describen a continuación (Fig. 1), son el sinclinal de Ager-Meià, el domo de Sant Mamet, la fractura de Alòs-Montargull, los afloramientos triásicos de les Avellanes y de Alòs de Balaguer, el conjunto formado por las láminas de Montroig y láminas con pliegues N-S (Serra Boada, Rubió), la lámina de Montsonís-Serra Mosquera, el cabalgamiento de Artesa de Segre y por último, las láminas con sedimentos del Eoceno medio (Sant Llorenç de Montgai y Sant Salvador-Monteró). En el antepaís (Fig. 1), destacan el anticlinorio y el retrocabalgamiento de Cubells y la lámina pinzada entre este retrocabalgamiento y el cabalgamiento de Artesa de Segre (cabalgamiento frontal surpirenaico).

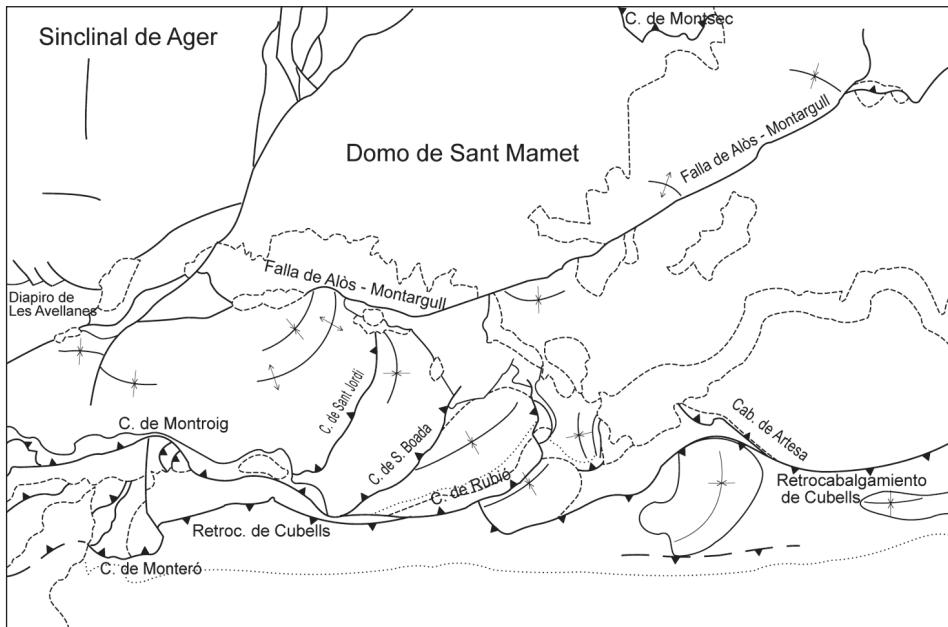


Fig. 1.– Esquema tectónico de la Hoja Artesa de Segre (328).

3.1. SINCLINAL DE AGER-MEIÀ Y DOMO DE SANT MAMET

Ocupan el sector septentrional de la Hoja. Ambas estructuras están fosilizadas al E por conglomerados equivalentes al sistema de Comiols, de edad Oligoceno inferior-Oligoceno superior. El sinclinal de Ager-Meià está situado al pie del cabalgamiento del Montsec y se extiende, con una orientación E-O, a lo largo de casi 40 km. Tiene una anchura variable entre 3 y 8 km y el núcleo alberga sedimentos detríticos del Eoceno inferior, que muestran relaciones sintectónicas a ambos lados del sinclinal. Estas se interpretan por la actividad sincrónica del manto del Montsec, al N, y del anticlinal de Sant Mamet, al S (MUTTI *et al.*, 1985; ZAMORANO, 1993). Su estructura es la de un sinclinal laxo, con el flanco N cabalgado por el manto del Montsec y el flanco S adosado, en la Hoja, al anticlinal de Sant Mamet. En esta posición, se identifica un conjunto de fracturas con salto en dirección NNE-SSE y NO-SE, que provocan desplazamientos de rumbo, pero no modifican la disposición general (POCOVÍ, 1978). En la Hoja se reconoce únicamente una parte del flanco S de este sinclinal.

El anticlinal de Sant Mamet presenta una forma cartográfica de domo, con buzamientos generalmente suaves que no exceden los 30°. Su núcleo alberga una acumulación diapirica de evaporitas del Keuper (POCOVÍ, 1978), aunque no afloran en superficie (ver corte I). El núcleo del domo no presenta una curvatura uniforme y una densa red de fracturas complica la estructura. Limita al S con la fractura de Alòs-Montargull o con los conglomerados que fosilizan parcialmente el anticlinal (unidad cartográfica 40), que al O de Alòs de Balaguer y en el contacto con la fractura de Alòs-Montargull están plegados en forma sinclinal apretada (ver corte I).

3.2. FRACTURA DE ALÒS-MONTARGULL

Este accidente se alinea desde el extremo NE de la Hoja hasta el centro de la misma, en la zona de Alòs de Balaguer, con una dirección NE-SO. A partir de este punto, puede continuarse hacia el O durante 3,5 km con una dirección aproximada ONO-ESE, hasta que es recubierto discordantemente por los conglomerados de la unidad cartográfica 62. El afloramiento de los conglomerados de esta unidad cartográfica se alinea, asimismo, unos 2 km en dirección E-O. En el límite occidental del afloramiento, fallas de plano vertical o subvertical y direcciones variables, que afectan a los sedimentos mesozoicos, se entroncan entre si y podrían suponer la continuación hacia el O de la fractura de Alòs-Montargull. A menudo, la fractura pone en contacto depósitos mesozoicos y terciarios marinos con depósitos detríticos oligocenos, aflorantes indistintamente en uno u otro labio. POCOVÍ (1978) relaciona este hecho con el movimiento principalmente sinistro del accidente, puesto también de manifiesto por la existencia de superficies subverticales con estrías sinistras.

Más detalladamente, cabe resaltar, en el extremo NE de la Hoja, el afloramiento de rocas mesozoicas de la colina de Montmagastre, donde la relación entre ambos labios de la estructura es la de un cabalgamiento con vergencia S, orientado O-E y limitado por segmentos oblicuos NE-SO de la fractura principal. POCOVÍ (1978) interpretó la estructura de este sector como un cabalgamiento por transpresión.

Desde Montmagastre hasta las inmediaciones del río Boix, la fractura de Alòs-Montargull pone en contacto sedimentos Oligocenos a ambos lados de la estructura, que aumentan el buzamiento en la proximidad con la superficie de falla. En estos sedimentos se reconocen pliegues y fracturas oblicuos a la dirección de la fractura, en el contacto con ésta.

En el río Boix, la estructura es más compleja y la fractura se desdobra, aislando una lámina de sedimentos oligocenos entre sedimentos más antiguos o también más modernos respecto cualquiera de los dos bloques principales que la encajan. Un km más hacia el SE, una nueva lámina limitada por fracturas verticales encaja sedimentos del Keuper, con micropliegues verticales (POCOVÍ, 1978), entre los dos labios de la estructura. En el labio N se reconoce un anticlinal apretado, de pequeñas dimensiones, involucrando sedimentos del Cretácico superior, en cuyo núcleo aflora el Dogger. En el labio meridional, tres abanicos aluviales de dimensiones muy reducidas y procedencia local (unidad cartográfica 40, al N de Baldomà), se superponen entre si y dibujan una discordancia progresiva.

Más hacia el oeste, la fractura de Alòs-Montargull pone en contacto los conglomerados de la Sierra de Sant Mamet (unidad cartográfica 40), en el labio N, con los sedimentos triásicos de Alòs de Balaguer y los pliegues N-S de Serra Boada y Sant Jordi en el labio S. La falta de continuidad de los pliegues citados hacia el N fue puesta ya de manifiesto por MISCH (1934) y suponen un nuevo argumento de movimiento sinistro para POCOVÍ (1978).

En los cortes trazados en la Hoja, se observa como el bloque N de la estructura de Alòs-Montargull se encuentra hundido relativamente respecto el bloque S (corte I), o por lo menos pone en contacto sedimentos más modernos al N con otros más antiguos al S (corte II). Contrariamente, VERGÉS (1993) y MEIGS *et al.* (1996) consideran que esta estructura es un cabalgamiento,

que limita el sector de pliegues amplios del manto de las Sierras Marginales al N con el sector formado por pequeñas láminas cabalgantes al S.

3.3. AFLORAMIENTOS TRIÁSICOS DE LES AVELLANES Y ALÒS DE BALAGUER

Al S de la fractura de Alòs-Montargull, en la localidad de Alòs de Balaguer, y en el extremo occidental de la Hoja, al O del embalse de Camarasa y como prolongación del afloramiento de les Avellanes (Hoja de Os de Balaguer; 328), se reconocen unas extensiones de afloramientos triásicos en las que estos depósitos se encuentran intensamente deformados y no contienen, dentro de los límites del afloramiento, rocas de otras edades (Fig. 1).

La disposición estratigráfica y estructural de los sedimentos es caótica. Las lutitas y yesos del Keuper engloban barras de calizas y dolomías del Muschelkalk y también del Keuper intensamente plegadas y fracturadas (BIROT, 1937), en las que la sucesión estratigráfica aparece generalmente incompleta. También contienen masas de rocas ofíticas. Los contactos entre los materiales son generalmente mecánicos, aunque localmente se reconocen contactos estratigráficos entre el Muschelkalk y el Keuper, e inclusive puede percibirse puntualmente el contacto intrusivo original entre las ofitas y las lutitas del Keuper.

Los límites de las rocas triásicas de estos afloramientos con las rocas circundantes son de distinta naturaleza. Así, el límite N del afloramiento de Alòs de Balaguer es la fractura de Alòs-Montargull. El límite E es un contacto vertical o ligeramente invertido con el Mesozoico de Serra Mosquera, mientras que un poco más al SE es un contacto normal con estos mismos depósitos. Al S y al O es un contacto cabalgante con las unidades de Rubió y de Serra Boada. El extremo E del afloramiento de les Avellanes, aflorante en esta Hoja, muestra un contacto cabalgante al S, hacia la lámina de Montroig, mientras que hacia el N un sistema de fallas subverticales comunica el Triásico con el Cretácico superior. Cabe resaltar que conglomerados de la unidad cartográfica 62 parecen fosilizar estas estructuras limítrofes en ambos afloramientos. Clásicamente, se ha atribuido una componente diapírica a la formación de estas acumulaciones de materiales triásicos y al origen de sus límites, aunque también se ha invocado la tectónica compresiva pirenaica (MISCH, 1934; COMA, 1960; POCOVÍ, 1978).

3.4. LÁMINA DE MONTROIG, ZONA DE ESTRUCTURAS N-S Y LÁMINA DE RUBIÓ

Estas estructuras presentan en común un frente meridional de cabalgamiento que se superpone, o bien a láminas cabalgantes de dimensiones reducidas con sedimentos del Eoceno medio o, directamente, al antepaís. El cabalgamiento frontal y las fracturas internas cortan sedimentos del Oligoceno inferior.

De O a E, se distingue en primer lugar la lámina de Montroig, con buzamiento monoclinal hacia el N, que al E del río Segre se encuentra plegada formando un par anticlinal-sinclinal con vergencia E (Serra Carbonera, Serra de Sant Jordi), apretados en las proximidades de la fractura de Alòs-Montargull. Los pliegues disminuyen su radio de curvatura hacia el S y SO, de forma que los ejes de los mismos describen un arco convexo hacia el SE. La continuación hacia el E de la estructura es un anticlinal apretado, formado en el bloque superior de un cabalgamiento de

escaso desplazamiento, que tiene en el bloque inferior otro pliegue sinclinal laxo (Serra Boada). Los ejes de ambos pliegues, así como la traza del cabalgamiento, muestran una alineación similar a la de los pliegues descritos previamente.

Estas estructuras están fosilizadas en el extremo N por conglomerados de la unidad cartográfica 40, cortados a su vez por la fractura de Alòs-Montargull. Los conglomerados de 62 recubren la fractura y la unidad conglomerática 40. Esta zona fue denominada por POCOVÍ (1978) "zona de pliegues transversos", e incluida por el mismo autor en el "conjunto norte" de estructuras, que involucra a una sucesión estratigráfica potente de depósitos mesozoicos y del Terciario inferior. La falta de continuidad hacia el N de las estructuras ya fue reconocida por MISCH (1934) y la orientación oblicua de éstas fue atribuida por POCOVÍ (1978) al movimiento sinistro de la fractura de Alòs-Montargull.

La lámina de Serra Boada cabalga hacia el SE el sinclinal de Rubió, cuyo núcleo alberga sedimentos detríticos y evaporíticos sintectónicos con la formación del pliegue, de edad Oligoceno inferior (unidades cartográficas 38 y 39). El cabalgamiento entre ambas láminas es considerado por POCOVÍ (1978) como el límite entre la "zona norte" y la "zona centro", con un espesor marcadamente más reducido de sedimentos pre-Oligocenos. El pliegue presenta igualmente un eje con dirección oblicua (NE-SO), recubierto al O por la lámina cabalgante de Serra Boada. Hacia el S, cabalga el antepaís mediante un contacto verticalizado. Al N es cabalgado por el Triásico de Alòs de Balaguer, mientras que al E presenta una duplicación con vergencia E, que involucra en superficie sedimentos del Oligoceno, en el contacto con la lámina de Montsonís-Serra Mosquera.

3.5. LÁMINA DE MONTSONÍS-SERRA MOSQUERA

La estructura de esta lámina corresponde a un sinclinal complejo de eje N-S (Fig. 1), recubierto discordantemente por depósitos detríticos oligocenos hacia el N, que impiden reconocer la estructura del substrato pre-Oligoceno. Éste aflora únicamente en una estrecha franja orientada N-S (Serra Mosquera), que representa posiblemente la continuación septentrional del flanco O del sinclinal.

Los límites de esta lámina aportan una valiosa información al conocimiento de la evolución tectosedimentaria de la región. El límite meridional superpone los yesos y lutitas del Keuper a conglomerados brechoides, de origen local (unidad cartográfica 36) y ligados probablemente al emplazamiento hacia el S de la lámina. Este cabalgamiento se interpreta como el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales y está recubierto discordantemente, a E y O, por conglomerados de la unidad cartográfica 40.

Con todo, la característica más notoria de esta lámina es su plegamiento sinclinal y el cabalgamiento de sus dos flancos sobre sedimentos más modernos a E y O simultáneamente. De esta forma, el flanco O cabalga sobre los sedimentos detríticos del Oligoceno inferior (unidad cartográfica 39) del sinclinal de Rubió. Este mismo flanco presenta una estructura tipo dúplex (Fig. 2), con una duplicación de las calizas del Cretácico superior (unidades cartográficas 15 y 16), despegadas por la base en el nivel de gravas y margas de la base de la unidad y a techo en las margas Garumnienses. Esta disposición provoca un sinclinal muy apretado en niveles superiores de

la sucesión estratigráfica, que contrasta con el plegamiento más laxo de la lámina inferior de calizas cretácicas. El flanco E muestra un contacto muy verticalizado entre los yesos y lutitas del Keuper y los conglomerados de la unidad cartográfica 40, que forman una discordancia progresiva abierta hacia el E (Fig. 2). Otros sedimentos más modernos que la unidad de conglomerados también son cortados por el contacto (unidades cartográficas 39 y 38). El contacto entre el Keuper y los sedimentos de la lámina cabalgante es asimismo muy vertical o con buzamiento hacia el E, y llega a poner en contacto el Keuper con el Garumniense. Esta disposición sugiere un comportamiento diapírico de los yesos triásicos. Hacia el N, sedimentos detriticos más moder- nos fosilizan la estructura.

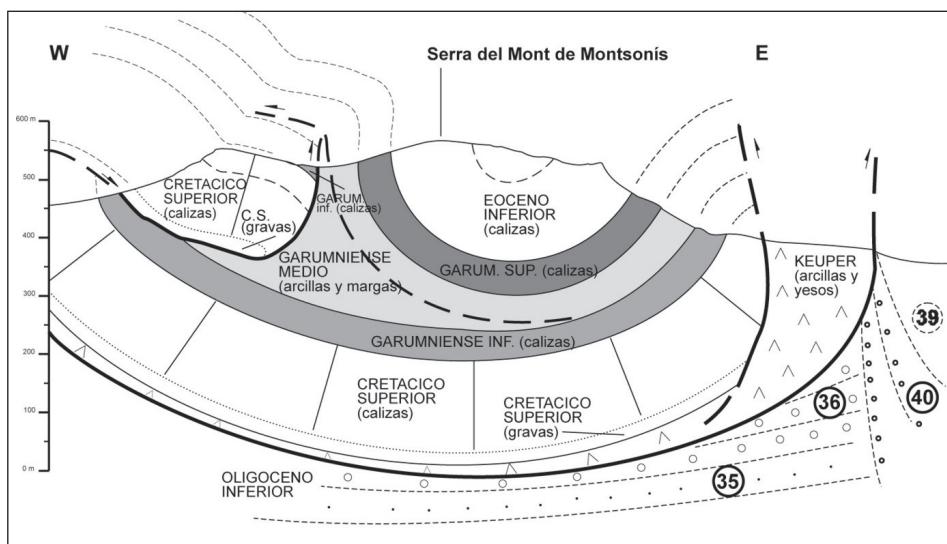


Fig. 2.– Corte geológico de la Lámina de Montsonís-Serra Mosquera. Los números en círculos se refieren a las unidades cartográficas descritas en la memoria.

3.6. CABALGAMIENTO DE ARTESA DE SEGRE

Esta estructura se interpreta como un nuevo segmento del cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales. Superpone una lámina con sedimentos triásicos y del Lías inferior a depósitos del Eoceno superior y del Oligoceno inferior (unidades cartográficas 31, 33, 34, 35 y 36; ver corte II). Involucra sedimentos correlacionables a los del bloque inferior (areniscas y lutitas de 35), recubiertos discordantemente por otros sedimentos detriticos (unidades cartográficas 39 y 40), en una disposición semejante a la explicada para la lámina cabalgante de Montsonís, situada al O, por lo que se ha interpretado que estos sedimentos cortan también el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales (VERGÉS, 1993). La lámina cabalgante de Artesa de Segre ha sido continuada en profundidad hacia el N, por debajo de los depósitos oligocenos, hasta enlazar con el afloramiento mesozoico de la Sierra de Sant Ermengol (ver corte II).

3.7. LÁMINAS CABALGANTES CON SEDIMENTOS DEL EOCENO MEDIO

En el bloque inferior del cabalgamiento de Montroig, aflora un grupo de láminas cabalgantes cuya característica común es la de involucrar sedimentos marinos del Eoceno medio y tener dimensiones reducidas.

Puede diferenciarse en este grupo un primer conjunto en el que el tramo inferior de la sucesión estratigráfica contiene términos similares a los de las láminas cabalgantes con cobertura adelgazada descritos más arriba, en las que la serie mesozoica tiene un espesor de pocas decenas de metros y Jurásico y Eoceno inferior generalmente no se reconocen. El tramo superior presenta un espesor relativamente importante (hasta 200 m) de sedimentos del Eoceno medio. Fue nombrada unidad de Sant Salvador-Roca Roja por SAULA y SAMSÓ (1996; Fig. 1) y se extiende ampliamente en la Hoja vecina de Os de Balaguer (327). Se corresponde con una parte del "conjunto centro" de POCOVÍ (1978) y comprende la unidad de Monteró-Sant Salvador, definida en la región de Camarasa por MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ (1988). En el extremo O de la Hoja, está formada por un conjunto de pequeñas láminas cabalgantes imbricadas e incluso apiladas con vergencia S (al S y SE de Vilanova de la Sal).

En Camarasa afloran en las montañas de Sant Salvador y Monteró, donde muestran por un lado vergencia E y por otro lado pliegues subverticales en forma sinclinal de dirección E-O, que indican compresión N-S. Están fosilizadas por los conglomerados oligocenos de la unidad cartográfica 40 y por el resto de la serie continental de Camarasa, basculada hacia el S. Están en contacto lateral con la unidad de Sant Llorenç de Montgai, que se describe a continuación, mediante dos fallas de dirección N-S que actuaron en momentos distintos (SAULA y SAMSÓ, 1996), interpretadas por MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ (1988) y VERGÉS (1993) como rampas oblicuas-laterales. El cabalgamiento frontal de la lámina de Monteró está en continuidad con la falla N-S más oriental, de edad más moderna, y corta el retrocabalgamiento de Cubells y el anticlinorio de yesos del antepaís.

El segundo conjunto, referido por SAULA y SAMSÓ (1996) como unidad de Sant Llorenç de Montgai, contiene un Mesozoico muy adelgazado, formado únicamente por sedimentos triásicos (unidades cartográficas 3 y 4) recubiertos discordantemente por calizas de Facies Garumniense (unidad cartográfica 22), y el Eoceno medio con un mínimo de 350 m de potencia. Las características estratigráficas del Eoceno medio son ligeramente distintas en ambos conjuntos. La unidad aflora en el borde meridional del manto de las Sierras Marginales y coincide prácticamente con el denominado por POCOVÍ (1978) "conjunto Sur" y por MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ (1988) unidad de Sant Llorenç de Montgai (Fig. 1). Consiste igualmente en un conjunto imbricado de láminas cabalgantes, con orientación dominante NE-SO y vergencia SE.

Las calizas y conglomerados de la unidad cartográfica 30 recubren discordantemente la sucesión estratigráfica de la unidad tectónica de Sant Llorenç de Montgai y fosilizan alguna lámina cabalgante de su sector frontal (en el ámbito de la Hoja de Os de Balaguer), siendo cortados a su vez por otros cabalgamientos. Los conglomerados de la unidad cartográfica 40 fosilizan el conjunto de cabalgamientos, pero están cortados por el cabalgamiento basal de la unidad de Sant Salvador-Roca Roja y por el cabalgamiento del Montroig (SAULA y SAMSÓ, 1996).

3.8. ANTEPAÍS

La estructura más importante del antepaís en el dominio de las Sierras Marginales es el denominado anticlinal de Barbastro-Balaguer, ocupado en su núcleo por yesos de la Fm Barbastro (MARTÍNEZ-PEÑA y POCOVÍ, 1988) y formado por encima de un nivel de despegue en la base de esta formación (SÉGURET, 1972; VERGÉS *et al.*; 1992; BERÁSTEGUI, 1993).

Esta estructura ha sido interpretada como la línea de contorno del sistema de cabalgamientos del Pirineo (WILLIAMS, 1985) y muestra una continuidad perfecta desde el NO de Barbastro hasta Balaguer. En esta localidad, el anticlinal se desdobra hacia el E en dos estructuras antiformales separadas por un sinclinal laxo (sinclinal de Agramunt). La estructura más meridional es un anticlinal propiamente dicho y aflora en la Hoja de Agramunt (360), mientras que la rama septentrional es una estructura más compleja que enlaza con los anticlinorios de Vilanova de la Aguda y Sanahuja (más al E y fuera de la Hoja) y recorre esta Hoja en su totalidad (Fig. 1).

El conjunto de sedimentos esencialmente detríticos del sector meridional del mapa, que buzan suavemente hacia el S en el flanco N del sinclinal de Agramunt, aumentan progresivamente la inclinación hacia el N y buzan entre 60° y 90° en el contacto con los yesos del núcleo del anticlinorio. Desde esta posición hasta el límite N de la estructura, afloran yesos intensamente deformados, que limitan mediante contactos mecánicos estructuras sinclinales donde se albergan sedimentos detríticos, correlacionables con los del flanco S del anticlinorio (sinclinales al E Seró y al S de Artesa de Segre; Fig. 1). Otros sedimentos de carácter más carbonatado, aunque con numerosas intercalaciones detríticas, se indentan también con los yesos mediante contactos mecánicos y también transicionales. Estos han sido atribuidos a la Fm Barbastro (unidad cartográfica 32).

El límite N del anticlinorio es, en la mitad E de la Hoja, un contacto vertical entre los sedimentos citados (Eoceno superior) y sedimentos detríticos del Oligoceno inferior (ver corte II), por lo que ha sido interpretado como un retrocabalgamiento (retrocabalgamiento de Cubells; VERGÉS, 1993). En la mitad O, corta mediante un contacto también vertical los sedimentos oligocenos de la unidad de Sant Salvador (Camarasa; ver corte I), y es cortado a su vez por el cabalgamiento basal de las unidades de Montroig y Monteró.

La zona de yesos correspondería al pliegue de bloque superior de la lámina retrocabalgante, cuya estructura puede observarse en el extremo SO de la Hoja, donde la posición vertical del eje del anticlinal permite apreciar la complejidad de la estructura, dibujada por las areniscas de la unidad cartográfica 34.

En la zona de Artesa de Segre, entre el retrocabalgamiento de Cubells y el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales (cabalgamientos de Artesa de Segre y de Montsonís), aflora una potente serie de depósitos detríticos de edad Oligoceno inferior. Están en posición vertical o ligeramente invertida en las proximidades del retrocabalgamiento y presentan polaridad estratigráfica hacia el N (ver corte II). En su base afloran los yesos del Eoceno superior. Esta unidad se ha continuado por debajo del manto de las Sierras Marginales hacia el N, hasta que queda cortada por una zona de rampa de bloque inferior del cabalgamiento principal surpirenaico.

Los depósitos detriticos de las unidades cartográficas 39 y 40 (Oligoceno) recubren discordantemente esta unidad y también el cabalgamiento frontal del manto de las Sierras Marginales. La zona triangular que en el corte II queda limitada por el retrocabalgamiento de Cubells y la unidad citada se ha rellenado con yesos de la Fm Barbastro.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

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

El relieve de la hoja es montañoso, presentando desniveles apreciables. La cota dominante (1.388 m) corresponde a la cima de la Sierra de Sant Mamet, situada en una posición central en el cuadrante noroccidental de la Hoja. La cota más deprimida, en torno a los 240 m, corresponde al nivel del río Segre aguas abajo de la población de Sant Llorenç de Montgai.

La red de drenaje es subsidiaria del Segre, siendo este el principal eje de drenaje de la hoja. El Segre divide la hoja en dos zonas discurriendo según dirección este oeste por un valle con ensanchamientos locales apreciables, en la zona de Artesa de Segre, y desfiladeros acusados aguas abajo de esta.

Los principales volúmenes del relieve están constituidos por diferentes sierras que se reparten arealmente de la siguiente manera: Al sur del río Segre, la franja más meridional de la hoja corresponde a la alineación E-O formada por la Serra Blanca, Serra de Comas y Serra de Masvell con alturas cimeras discretas que alcanzan los 500 m en Cubells. Al norte de estas se identifica un segundo grupo de relieves formados por la Serra del Montroig, Serra Carbonera, Serra dels Arquells. Al norte del Segre destaca el relieve de la Serra de Sant Mamet y las estribaciones meridionales de la Sierra del Montsec.

El clima dominante es mediterráneo templado seco, con una temperatura media anual entre 11 y 13 °C y pluviometría entre 400 y 700 mm.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Antecedentes

No puede abordarse un análisis geomorfológico de la Hoja sin tener en cuenta los trabajos realizados por PEÑA MONNÉ (1975, 1983). Entre ellos destaca su tesis doctoral PEÑA MONNÉ (1983) que incluye una cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de la totalidad de la hoja. Estos trabajos han constituido un punto de partida privilegiado para la realización tanto de la cartografía como del presente análisis, el cual revisa y actualiza el contenido de aquellos.

4.2.2. Estudio morfoestructural

4.2.2.1. *Enmarque morfoestructural*

En la hoja pueden diferenciarse dos grandes conjuntos morfoestructurales:

En la zona central y septentrional, los relieves mayoritariamente estructurales, desarrollados sobre materiales de la cobertura mesozoica y cenozoica que formarían parte del denominado Prepirineo, subdividido clásicamente en dos unidades. Estas dos unidades son las Sierras Interiores y las Sierras Exteriores SOLÉ SABARÍS (1983) estas últimas también conocidas bajo la denominación Sierras Marginales PEÑA MONNÉ (1983).

Al Sur y al Este, los relieves predominantemente tabulares y estructurales desarrollados sobre materiales que forman parte del relleno cenozoico de la Depresión del Ebro, aunque afectado por estructuras pirenaicas.

Los términos Prepirineo y Depresión del Ebro son puramente geográficos, habiendo perdido parte del significado estructural que antaño tuvieron debido a los nuevos conocimientos sobre la estructura de los Pirineos, que se tienen en la actualidad. Hoy se acepta ampliamente que el Pirineo meridional está constituido por dos niveles de mantos de corrimiento estructuralmente superpuestos: los mantos superiores y los mantos inferiores. Estos mantos involucran tanto materiales paleozoicos como mesozoicos y cenozoicos, afectando, en última instancia, a materiales que clásicamente se han venido asignando a la Depresión del Ebro. En este sentido, a pesar de que estos materiales están en continuidad con los materiales de la Cuenca del Ebro, forman parte de los Pirineos meridionales en sentido amplio, ya que presentan deformaciones atribuibles a la generación del orógeno. Esta zona es el denominado antepaís plegado. El límite entre las zonas no deformada y deformada de la Cuenca del Ebro viene marcado por la denominada "línea de contorno –o "tip line" en lengua inglesa– del Pirineo meridional", que corresponde en gran parte a un cabalgamiento ciego y es representada en superficie por estructuras anticlinales de núcleo evaporítico.

El Prepirineo representado en la Hoja de Artesa pertenece mayoritariamente a la unidad de las Sierras Exteriores y se halla separado de la Depresión del Ebro por dicha línea de contorno y diversas discordancias asociadas, resultado del emplazamiento del manto de las Sierras Marginales.

4.2.2.2. *Unidades morfoestructurales*

Los grandes volúmenes del relieve se describen por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica en la hoja. Comprenden dos grandes unidades del relieve: las Sierras Marginales y los relieves tabulares y halocinéticos del antepaís plegado o Depresión del Ebro.

El manto de las Sierras marginales está constituido a su vez por pequeñas láminas cabalgantes (lámina del Mont-Roig-Sant Jordi, lámina de Sant Llorenç de Montgai, unidad de Sant Mamet y láminas de Boada y Arquells, básicamente) que forman la parte más externa de las unidades alóctonas de los Pirineos. Esta disposición tectónica se traduce en unidades morfoestructurales

asociadas a anticlinales, sinclinales y abruptos monoclinales relacionados con láminas cabalgantes menores. Mayoritariamente, en la zona central de la hoja, las unidades están modeladas en el bloque superior del cabalgamiento de las Sierras marginales y han sido descritas por PEÑA MONNÉ (1983) bajo la denominación Sierras Marginales Orientales: Conca de Meià, Serra de Sant Mamet, Depresión de Alòs y Unidades transversas del valle medio del Segre.

Los relieves tabulares del medio Segre están formadas por grupos de plataformas por ejemplo, Clúa-Lluçars, Torrec separadas por alguna depresión como la Conca de Baldomar. La relación de estos relieves con las unidades anteriores tiene un marcado carácter estructural a lo largo de la fractura de Alòs-Montargull, según la denominación apuntada por POCOVÍ (1978) y que corresponde a la manifestación de una rampa lateral asociada al manto de las Sierras Marginales.

4.2.2.2.1. Las sierras marginales orientales

a) El domo de Sant Mamet

La Sierra de Sant Mamet presenta una estructura en cúpula que cierra periclinalmente por la totalidad de sus flancos modelados en cuestas y chevrons. Diversas fracturas sin expresión morfológica evidente provocan un desnivel entre el bloque noreste, el más elevado, y el bloque suroeste. Una superficie de erosión desnivelada suavemente hacia el sureste trunca las capas en las zonas somitales del bloque noreste. Dicha superficie presenta karstificación si bien no se identifican aparatos exocársticos claros predominando el lapiaz. El extremo meridional del domo de Sant Mamet se resuelve en un sинформe (sинформe de Massana-Alós) modelado en cuestas sobre conglomerados. Los torrentes de incisión lineal que drenan el domo central cambian de dirección adoptando un disposición subsecuente hacia el Noguera Pallaresa y el Segre (Barrancos de Fígueretes y del Prat) al llegar a esta zona.

Un amplio conjunto de relieves monoclinales forman el anillo exterior del domo enlazando con estructuras laterales a este. Son las cuestas de Fontllonga, Fíguerola, La Baronía, Peralba y Serra Pelada. Son relieves monoclinales con pocos retoques que presentan escarpes frontales orientados hacia el domo central, y reversos o plataformas estructurales subdivididos frecuentemente en chevrons. Una red de cursos subsecuentes ayuda a individualizar las formas.

b) Las unidades transversas del Segre medio

Bajo esta denominación PEÑA MONNÉ (1983), se describen diversas unidades situadas entre el Domo de Sant Mamet y los materiales del antepaís o cuenca del Ebro. Por lo general consisten en relieves estructurales invertidos, en los que las formas quedan reflejadas gracias a la existencia de niveles competentes de calizas. Entre ellos se identifican: combes (Carbonera), sinclinales colgados (Sant Jordi, Boada), cubetas sinclinales (Rubió y Foradada), crestas (Arquells) o monoclinales derivados (Mont-Roig).

La Serra del Mont-Roig forma un monoclinal acusado aunque dicha forma deriva de una estructura sinclinal suave en la que el flanco norte prácticamente no se conserva resolviéndose en una muralla vertical que domina el embalse de Camarasa. Dicha muralla se sigue perimetralmente en la práctica totalidad de la estructura formando asimismo el escarpe frontal del

monoclinal en lo que sería el flanco sur del sinclinal. Este presenta el típico modelado en cuesta con chevrons sobreimpuestos. Al sur de la Serra del Mont-Roig se encuentran dos pequeñas unidades formadas por las Sierras de Sant Salvador y Montero. La Serra de Sant Salvador se modela en crestas y agudos Hogbacks que en planta dibujan un marcado pliegue mientras que la Serra de Montero forma un relieve monoclinal degradado y desarrollado sobre materiales conglomeráticos que domina vertientes en las que pueden identificarse barras rocosas de calizas.

El sinclinal colgado de Sant Jordi queda separado de la Serra del Mont-Roig por el desfiladero o cañón del Segre. Se trata de una estructura siniforme con cierre periclinal por el suroeste y cuyo eje se sumerge hacia el noreste. Como en el caso anterior, Serra del Montroig, un abrupto escarpe de paredes verticales circunda la práctica totalidad de la estructura hallándose está cortada al norte por el río Segre mientras que la cubeta interior, drenada por la red de drenaje (barranco del Mu) muestra varias cuestas y chevrons.

PEÑA MONNÉ (1983) interpreta el relieve existente entre el sinclinal de Sant Jordi y la Sierra de Boada como una combe derivada (Combe de Carbonera) en la que el núcleo resistente se halla flanqueado por dos fondos de valle. La forma resultante es un cresta que hacia el Segre puede considerarse un monoclinal.

El sinclinal colgado de Boada consiste en una estructura de eje norte sur. El flanco oeste llega a invertirse mientras el flanco oriental muestra un escarpe importante. Su modelado es similar al descrito para la Serra de Sant Jordi aunque aquí la disimetría entre ambos flancos es muy acusada y su terminación periclinal meridional mucho más aguda debido a la menor amplitud de la estructura y su mayor pinzamiento.

Las cubetas sinclinales de Rubió y Foradada se encuentran separadas por la Serra dels Arquells una alineación de agudas crestas, localmente modeladas en barras rocosas o Hog-backs. La cubeta de Rubió se ha modelado en cuestas que siguen la disposición de las capas. Estas cierran periclinalmente, por el noreste, en un amplio arco. El eje de la cubeta se encuentra relleno por importantes acumulaciones de glacis de suave pendiente. La cubeta de Foradada es mucho más estrecha aunque, al igual que la anterior, presenta importantes acumulaciones en su eje.

4.2.2.2.2. Los relieves del antepaís

La Depresión del Ebro presenta una posición de cuenca de antepaís respecto al orógeno pirenaico. Se ha avanzado anteriormente que los materiales del relleno sedimentario pueden presentar deformaciones con un estrecha relación con las estructuras pirenaicas constituyendo el antepaís plegado. En este sentido la zona de la hoja perteneciente a la Cuenca del Ebro quedaría incluida en el denominado antepaís plegado pudiendo individualizarse las siguientes unidades desde un punto de vista morfoestructural: Las plataformas estructurales (Clua-Lluçars-Torrec, Grialó), la Conca de Baldomar y el anticlinal de Cubells-Artesa.

a) Las plataformas subhorizontales del Segre medio

Este conjunto de relieves queda situado al este de la alineación de formas que delimitan la fractura de Alós-Montargull y al norte de los relieves halocinéticos asociados al anticlinal de Cubells

Artesa. Se trata de las plataformas del Grialó-La Força al sur del río Segre y Ramoneda-Vall llebrera y las Guardias al norte del mismo curso. El modelado característico consiste en una plataforma estructural principal que forma una meseta delimitada por escarpes. A nivel inferior a la plataforma principal y bordeando a esta, se escalonan otros niveles de plataformas de menor amplitud pero de gran continuidad lateral. Estos niveles se enlazan mediante taludes que corresponden a los niveles blandos.

4.2.3. Estudio del modelado

Como factores externos predominantes en el modelado de la hoja se encuentran los pertenecientes a los sistemas morfogenéticos, estructural y fluvial.

4.2.3.1. *Formas estructurales*

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es por tanto la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las superficies o plataformas estructurales están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia en el subsuelo de una capa sedimentaria o conjunto de estas. Las plataformas o superficies estructurales reflejan el techo de una capa sedimentaria competente. En ocasiones la propia capa llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico o por parte de formaciones superficiales o restos de capas menos competentes sobreimpuestas.

Las plataformas estructurales que aparecen en el ámbito de la hoja pueden ser divididas en dos grandes grupos atendiendo a la litología de la capa competente que las origina. Estos dos grupos son las plataformas sobre materiales carbonatados y las plataformas sobre materiales detriticos.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando cornisas más o menos importantes. Se habla entonces de escarpes estructurales. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma pudiendo aparecer de forma individualizada. En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño y contexto estructural.

Las crestas morfológicamente responden a divisorias de aguas. Cuando estas formas son agudas y vienen definidas por la existencia de una litología dura en el substrato además de estar controladas por las principales direcciones estructurales de la zona estamos en presencia de crestas estructurales.

Los cerros cónicos son formas residuales de origen estructural. Suelen representar un testigo de una antigua superficie estructural completamente desmantelada.

Las líneas de capa se generan por la intersección de los diferentes niveles o bancos litológicos con la topografía dando lugar a trazados rectilíneos o curvos perfectamente reconocibles en campo cuando la vegetación y la cobertura por formaciones superficiales es inexistente. Esta forma es muy frecuente y está relacionada genéticamente con los escarpes estructurales.

Los Chevrons (acordeones) se relacionan con los conceptos de línea de capa, plataforma y escarpe estructural siendo una combinación especial de estas formas. Los trazados en uve "V" en los que el vértice de la misma se encuentra elevado con respecto a los extremos son típicos de superficies estructurales inclinadas. La amalgama de varias de estas uves forma unos "dientes de sierra" o "acordeones" en el relieve de ahí su nombre. Estas formas se producen al incidir la red de drenaje en una superficie de capa o estructural inclinada como puede ser el flanco de un anticlinal, sinclinal o dorso de un cabalgamiento.

Por último trazados rectilíneos, alineamientos de drenajes, salto topográfico correspondiente a salto estratigráfico y otras características permiten subrayar la presencia de una fractura. En estos casos se está en presencia de fracturas con expresión morfológica.

4.2.3.2. Formas fluviales

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. En la hoja también aparecen localizados un número considerable de manantiales o fuentes.

En un entorno erosivo donde el río Segre ha excavado desfiladeros de orden hectométrico, la incisión lineal es una forma dominante. Esta marca con evidencia la red de drenaje. La incisión lineal se produce al incidir el substrato las aguas de escorrentía concentradas en un eje de drenaje. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle. Esta forma es muy frecuente en los arroyos y cursos laterales del valle del Segre.

En determinados casos la incisión progresiva en rocas duras desarrollando cañones o gargantas. En estos sectores es usual identificar saltos de agua o cascadas. Estos elementos son rupturas abruptas en el perfil longitudinal de cursos fluviales y torrentes condicionadas por la existencia de diferencias de competencia entre las rocas del substrato.

Las terrazas fluviales son sectores llanos o con pendiente hacia el río edificados por cursos fluviales y que en la actualidad se encuentran a un nivel superior al actual de las aguas. El límite de la terraza con el curso viene dado frecuentemente por un escarpe, escarpe de terraza, producido por el zapamiento o incisión del río.

En este sector del valle del Segre pueden identificarse cinco niveles de terraza situados por encima del curso actual a las siguientes alturas relativas: nivel +3 m, nivel + 10 m, nivel +20 m, nivel +40-60 m, nivel +80-110 m. La variación altitudinal de los niveles superiores es significativa de la pendiente que en determinadas ocasiones presentan estas morfologías en sentido transversal al curso principal.

Las barras fluviales son morfologías de acumulación formadas por los acarreos del río Segre. Son formas totalmente funcionales siendo activas en épocas de avenida.

Las cárcavas son frecuentes sobre los materiales margosos que aparecen en la hoja.

Los fondos de valle dominan el sector más meridional de la hoja. Estas formas suelen quedar delimitadas por una ruptura más o menos pronunciada de pendiente cóncava en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por si misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada.

4.2.3.3. Formas kársticas

La presencia de litologías carbonatadas tanto en las unidades mesozoicas de las Sierras Marginales y Serra del Montsec ha condicionado el desarrollo de formas cársticas. El exokarst está bien representado en forma de cuevas y simas ya que las dolinas son formas minoritarias. De forma análoga a otras zonas del prepirineo existe una asociación areal muy clara y directa entre estas formas y la existencia de aplanamientos o superficies de erosión. La superficie de erosión de la Serra de Sant Miquel está afectada por lapiaces areales más o menos cubiertos. La influencia cárstica ha sido también la responsable en gran medida de la evolución de múltiples escarpes y valles encajados de substrato calizo desarrollando paisajes ruiniformes en vertientes escarpadas como en el caso del desfiladero de Camarasa.

4.2.3.4. Formas poligénicas

Es innegable la existencia en la hoja de retazos de superficies de erosión ya que en ocasiones pueden observarse las capas completamente biseladas.

La variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es también incuestionable. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos), desniveles previos importantes (existencia de un paleo relieve) y evidentemente retoques erosivos posteriores.

El desarrollo de glacis es importante representando formas de enlace entre los escarpes estructurales y los fondos de valle o el sistema de terrazas del Segre. La existencia de al menos dos niveles de glacis escalonados o encajados denota la repetición cíclica de su proceso de elaboración. Algunos de ellos empalman con terrazas en continuidad formando una sola unidad morfológica respondiendo al modelo de glacis-terrazas. Se identifican dos niveles claros (el G3-4 y el G2 de PEÑA MONNÉ).

4.2.4. Las formaciones superficiales

Las formaciones superficiales de esta hoja tienen generalmente poco espesor, aunque su extensión cartográfica es grande. Ocupan ambos márgenes del río Segre y algunos de sus afluentes, disponiéndose en forma de terrazas fluviales. En las zonas donde el sustrato precuaternario

es más blando y ha permitido una fuerte erosión, se disponen formando glacis de acumulación o abanicos aluviales de dimensiones kilométricas. Son también muy abundantes los valles de fondo plano recubiertos de materiales poligénicos de origen mixto aluvial-coluvial, así como acumulaciones de depósitos coluviales o gravitacionales de ladera adosados al pie de los relieves positivos.

4.2.4.1. Formaciones superficiales de ladera

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

La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona. En general, se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. Localmente y solamente a cotas altas, aparecen depósitos de gravas angulosas, limpias y bien clasificadas de canchales antiguos o funcionales actualmente.

Al Este de Artesa de Segre, son frecuentes las vertientes tapizadas por bloques de deslizamiento gravitacional, especialmente al pie de los escarpes del relieve de Grialó. En esta zona el substrato oligoceno está formado por bancos masivos, horizontales o subhorizontales, de areniscas con intercalaciones arcillosas de poco espesor. La erosión diferencial de las arcillas respecto a las areniscas conduce a la formación de balmas o abrigos. Posteriormente, a favor de las numerosas fracturas, se produce la caída del techo de los abrigos en forma de grandes bloques que se disponen imbricados tapizando la vertiente. Se trata de depósitos antiguos; ya que actualmente este proceso no es activo debido a la fijación por la vegetación. Es posible efectuar su datación anterior a la edad de hierro gracias a los numerosos restos de industria lítica y cerámica encontrados en la base de algunos de los bloques desprendidos (PEÑA MONNÉ, 1983).

4.2.4.2. Formaciones superficiales de origen fluvial

Forman un sistema escalonado de terrazas fluviales adosadas a los márgenes del río Segre y algunos de sus afluentes. La marcada estrechez y el fuerte encajamiento del río no favorecen en absoluto su conservación. Generalmente, los depósitos se limitan a pequeños retazos adosados al pie de los escarpes o bien coronando su cima. Únicamente en Artesa de Segre, Alòs de Balaguer y Sudoeste de Sant Llorenç de Montgai se han conservado bien los depósitos de terraza. La posibilidad de conservación se debe a la litología más blanda del substrato y a la presencia de algunos afluentes que han permitido el ensanchamiento del valle.

Se disponen formando cinco niveles de acumulación separados por escarpes siempre con substrato precuaternario en la base. Sus alturas sobre el nivel actual del río Segre, de más reciente

a más antigua, son las siguientes: +1/+3 m (54), +10 m (53), +20 m (52), +40/+60 m (51) y +80/+110 m (50).

Las terrazas inferior (54) y baja (53) se disponen en ambos márgenes del Segre en todo el tramo comprendido en esta hoja, excepto entre Alòs de Balaguer y la confluencia con la Noguera Pallaresa, debido al marcado encajamiento en este sector. El resto de terrazas aparecen solo formando pequeños depósitos colgados en Anyà, Artesa de Segre, Alòs de Balaguer, Camarasa y Sant Llorenç de Montgai.

Aunque de pequeña extensión, son especialmente significativos los depósitos de gravas polimíticas de la terraza superior (50) de la zona de Cal Bedó, situados en la cima de la terminación oriental de la Serra Blanca o de Cubells. Corresponden a un momento en que el Segre rodeaba el relieve de Monteró por su margen oriental con anterioridad a la excavación del estrecho de Sant Llorenç de Montgai.

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

Algunos afluentes del Segre de tamaño medio, como los ríos Senill, Boix o el barranco del Salí, también pueden presentar materiales de origen fluvial, aunque restringidos al estricto centro del valle. Se trata de pequeños niveles de arenas finas, gravillas y limos con algunos lentejones de gravas angulosas. Hacia las zonas de ala pasan gradualmente, a la vez que son fosilizadas, a limos masivos con frecuentes cantos angulosos dispersos. Cabe destacar un depósito situado en el fondo del barranco dels Horts al Sudeste del núcleo de Rubió de Dalt, se trata de arenas finas bien clasificadas y estratificadas, limos y algunas arcillas con abundantes gasterópodos y trazas carbonosas. Su formación está posiblemente condicionada por momentos de obturación del estrecho situado entre Rubió y el Munt de Montsonís.

4.2.4.3. Formaciones superficiales de origen poligénico

En esta región se han modelado glacis sobre niveles blandos oligocenos por coalescencia de conos de deyección cercanos entre sí. Sus raíces se sitúan en las crestas y cuestas de areniscas (Baldomar, Medira o Montsonís) o calizas (conca de Meià). Forman extensas superficies con suave pendiente, salpicadas por frecuentes resaltes rocosos de sustrato total o parcialmente rodeados por la formación superficial. Su clasificación resulta compleja en función de la gran variabilidad de tamaños y combinación de procesos sedimentarios. En general, en las zonas más proximales, dominan los materiales gruesos y angulosos de evolución coluvial o gravitacional, pasando, en las zonas medias y distales, a materiales más finos y rodados de ambiente aluvial o incluso fluvial. Los de mayor extensión están situados en zonas donde la menor resistencia a

la erosión de los materiales del sustrato ha permitido la excavación de cuencas rodeadas de relieves positivos (Meià, Medira, Baldomar). En ellos dominan claramente las facies con estructuras sedimentarias formadas por flujos acuosos tractivos.

El glacis de Baldomar o los situados al Sur y Este del Segre están litológicamente constituidos por limos y arenas finas, con abundantes niveles lenticulares de potencia decimétrica de cantos angulosos calcáreos. Casi es inapreciable la diferencia granulométrica entre las partes distales y las proximales y su techo presenta un uniforme y suave pendiente en dirección al Segre. Contrariamente, en el glacis de la Conca de Meià o el situado al Sudeste de Montargull son mucho más abundantes los materiales gruesos. En los sectores proximales son frecuentes los cantos angulosos de tamaño superior a 10 centímetros, incluso con algunos bloques y muy abundante matriz limosa. La pendiente de su techo es superior a la de los glacis anteriormente descritos y decrece progresivamente hacia el sur. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de origen mixto, entre corrientes acuosas tractivas y flujos masivos de tipo "debris flow". En los llanos situados al Sur de Vilanova de Meià son muy raros los cantos de tamaño superior a 10 centímetros, estos muestran un superior grado de rodamiento y se hacen frecuentes los tramos de potencia métrica de limos con abundantes gravas subangulosas, dispersas o formando niveles. Se interpretan como los equivalentes distales de las gravas y bloques del Norte y Oeste de Vilanova de Meià, a los cuales pasan lateralmente de forma transicional.

Existen también algunos glacis, de dimensiones cartográficas reducidas, pero con potencias que pueden superar la decena de metros, formados exclusivamente por gravas angulosas calcáreas con abundante matriz limosa. Se disponen al pie de relieves vigorosos y corresponden a depósitos coluviales, a veces con algunos episodios aluviales. Cabe destacar los depósitos situados al norte de Camarasa adosados a las sierras de Sant Jordi y Montroig, donde se observa como pasan lateralmente de forma transicional, a la vez que su techo recubre la terraza media (52) del Segre.

Al Suroeste de Camarasa y Norte de Alòs de Balaguer, afloran retales de glacis de acumulación más antiguos que los anteriormente descritos. Se trata de gravas bastante rodadas, de litología exclusivamente carbonatada, con matriz arenosa, y organizadas en niveles lenticulares. En Camarasa la erosión casi los ha desmantelado totalmente y solo quedan algunos depósitos a techo de pequeñas lomas orientadas en dirección NE-SO. Cabe suponer que estos glacis se originaron al pie de la sierra de Sant Jordi y que su terminación pasaba lateralmente a la terraza superior (50). En el corte de la carretera de Cubells a Camarasa se observan numerosos pliegues y fallas, probablemente inducidos por movimientos halocinéticos de los yesos subyacentes. En Alòs de Balaguer, en el margen derecho del Segre, se disponen inclinados en sentido Norte-Sur e incluyen algunos niveles travertínicos de potencia decimétrica, antiguamente explotados en pequeñas canteras.

Al Sur y Este del río Segre son frecuentes los valles de fondo plano llenos de materiales cuaternarios. Los de mayor entidad se disponen paralelamente a la Serra Blanca o de Cubells, encajados entre las cuestas y escarpes de las capas más resistentes a la erosión. Otros de menor tamaño se disponen también en sentido Norte-Sur, es decir, cortando transversalmente la estructura del zócalo. La litología del material de relleno es fundamentalmente limosa, con cantos más o menos abundantes, dispersos o formando pequeños niveles poco continuos lateralmente, más frecuentes en la zona central de los valles. Se interpreta que tienen un origen mixto, entre apor-

tes longitudinales respecto el eje del valle, a la vez que aportes laterales coluviales de sentido perpendicular a los anteriores.

4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La cobertura molásica pirenaica sirvió de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión que es, sin duda, posterior a la deposición de los conglomerados molásicos de la cadena pirenaica, momento que debe situarse, atendiendo a la edad de los conglomerados molásicos más modernos, una vez terminado el Oligoceno (-24,6 m.a.). Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad.

La caída del nivel de base de los cursos fluviales combinada con el levantamiento del orógeno propició una agresiva incisión de la red de drenaje, con el consiguiente desmantelamiento de los materiales que recubrían la vertiente surpirenaica. Esta incisión exhumó tanto materiales mesozoicos como cenozoicos generando multitud de relieves estructurales.

Es muy significativa la ausencia de depósitos neógenos (Mioceno y Plioceno) que, debe insistirse, es característica de amplias zonas del orógeno con excepción de las cuencas neógenas intermontanas catalanas (La Seu d'Urgell y La Cerdanya) y las partes más externas del antepaís. Así, salvo en estas zonas, el resto de la cadena estaba dominada por la erosión y si hubo sedimentos neógenos correlativos la erosión posterior los borró del registro geológico.

Entrado el cuaternario la actividad erosiva no fue continuada, sino que alternó con épocas agradativas, de las que quedan diversas pruebas en diversas morfologías y depósitos cuyos representantes principales son los glaciares y las terrazas fluviales y sus depósitos.

En toda la cadena pirenaica, la disposición de los cursos principales es perpendicular a la dirección de las estructuras. El Segre cumple también este patrón en gran parte de su recorrido a excepción de su tránsito por la hoja. Esta disposición en cierta medida anómala debe achacarse a procesos de sobreimposición o antecedencia que forzaron el actual trazado. Una vez que la incisión evolucionó encajando el curso este se encontró limitado evitando un cambio de dirección.

4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

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

La dinámica del río Segre implica la consideración de un importante nivel de riesgo de avenidas. El registro reciente confirma este aspecto. Deben recordarse las avenidas seculares destacando la del año 1983 para evidenciar este riesgo. En referencia a esta avenida el "Departamento de Política Territorial i Obres Públiques" de la Generalitat de Catalunya mediante su "Servei Geològic" elaboró una cartografía geomorfológica del valle del Segre CALVET *et al.* (1983) pocos días después de la avenida. Esta cartografía muestra las evidencias de la actividad morfogenética del Segre en régimen de avenida. En la cartografía elaborada se puede comprobar como la práctica totalidad de la terraza baja (nivel +3m) estuvo cubierta por las aguas identificándose tras el evento diversos depósitos de limos y arenas sobre esta. Las barras de gravas existentes en el cauce y sus márgenes fueron asimismo movilizadas y el curso quedo modificado con leves cambios en su trazado. Colateralmente hubo que lamentar víctimas y cuantiosos daños materiales.

La reciente construcción de la presa Rialb cambiará sin duda el régimen del Segre permitiendo una mejor regulación que permitirá ejercer un control con un nivel de riesgo aceptable ante las posibles y probables crecidas de este. Puntualmente y vinculada a la dinámica de vertientes puede identificarse cierta actividad morfogenética traducida en caídas de bloques genéricas en los escarpes estructurales y pequeños deslizamientos de dimensiones métricas a decamétricas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. TRIÁSICO-JURÁSICO: EL PERÍODO DISTENSIVO

Los sedimentos más antiguos que afloran en la Hoja de Artesa de Segre pertenecen al Triásico medio y superior. Son depósitos lagunares, perimareales y de rampa carbonatada somera, que se depositaron en una cuenca que superaba ampliamente el dominio pirenaico. La emisión de rocas magmáticas (ofitas), instruidas entre las lutitas y yesos del Keuper, se atribuye a una etapa tectónica distensiva en todo el Mediterráneo occidental durante este periodo. Esta disposición siguió siendo válida durante el Jurásico. Durante el Lías, se desarrolló una plataforma carbonatada somera en continuidad con los sedimentos del Triásico, en un contexto globalmente transgresivo. El marco general correspondería a una cuenca amplia y homogénea, en un momento de calma orogénica generalizada (GARRIDO y RÍOS, 1972). Durante el Jurásico medio y superior siguieron predominando estas condiciones, si bien con tendencia regresiva.

5.2. EL CRETÁCICO INFERIOR: EMERSIÓN AL S Y FORMACIÓN DEL SURCO PIRENAICO AL N

En el intervalo comprendido entre el Portlandiense y el Santoniense el área sufrió una emersión generalizada. El único registro sedimentario que persiste son los depósitos lateríticos de edad Aptiense-Albiense, depositados principalmente en cavidades kársticas. En el Montsec, que ocupaba una posición paleogeográfica más septentrional que el manto de las Sierras Marginales, continuó la sedimentación carbonatada marina durante todo el Cretácioco inferior. Esta época estuvo dominada desde el punto de vista tectónico por procesos distensivos que controlaron la sedimentación y marcaron las directrices del surco pirenaico.

5.3. CRETÁCICO SUPERIOR: LA TRANSGRESIÓN DEL CRETÁCICO SUPERIOR Y EL PRINCIPIO DE LA ESTRUCTURACIÓN PIRENAICA

El Cretácico superior se inicia en el área de las Sierras Marginales con la sedimentación de los depósitos detríticos del Santoniense por encima de una importante superficie de erosión. La línea de costa fue expandiéndose progresivamente hacia el S, de forma que en las posiciones más meridionales de la región los primeros depósitos que se registran son de edad Campaniense. Esta base transgresiva se superpone a un substrato de diversos niveles del Jurásico o, en algunas láminas cabalgantes del sector frontal del manto de las Sierras Marginales, directamente sobre el Keuper. Son facies carbonatadas litorales o de plataforma poco profunda. Están seguidas en la sucesión estratigráfica por los depósitos continentales del Garumniense, que si bien indican una tendencia regresiva en la cuenca pirenaica, son expansivos respecto los sedimentos marinos infrayacentes. Esto puede observarse en algunas zonas (unidad tectónica de Sant Llorenç de Montgai, láminas superiores de la montaña de Sant Salvador), donde recubren discordantemente el Lias inferior o el Retiense (unidad cartográfica 4). El desarrollo orogénico del Pirineo se inició en el Cretácico superior. Dentro de la Unidad Surpirenaica Central (SÉGURET, 1972), el cabalgamiento frontal del manto de Boixols está fosilizado por depósitos Garumnienses.

5.4. PALEOCENO-EOCENO MEDIO: PRIMERAS DEFORMACIONES EN EL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES Y EMPLAZAMIENTO DEL MANTO DEL MONTSEC

Durante el Paleoceno superior se inicia una nueva fase transgresiva en el dominio surpirenaico, culminada con la instalación de una plataforma carbonatada somera durante el Ilerdiense. Algunos autores sugieren que la sedimentación de la unidad de calizas de alveolinas es contemporánea con la formación de pliegues en el manto de las Sierras Marginales (zonas sinclinales de Os de Balaguer y Monderes; SAULA, 1986; MEIGS, 1995; TEIXELL y MUÑOZ, 2000). En este sentido, cabe resaltar la elevada diferencia de potencias que se registra en la citada unidad estratigráfica entre láminas cabalgantes adyacentes (p. ej. láminas de S. Boada y Rubió, con potencias de menos de 100 m, comparadas con la lámina de Montsonís, con más de 200 m). A partir de este momento, los materiales del Eoceno inferior que rellenan la cuenca de Àger se depositaron sincrónicamente al emplazamiento del manto del Montsec y a la formación del sincinal de Àger-Meià (MUTTI *et al.*, 1985; ZAMORANO, 1993).

El Eoceno medio se reconoce únicamente en el sector frontal del manto de las Sierras Marginales. Se trata de depósitos transicionales y de plataforma somera, discordantes a escala regional con los sedimentos infrayacentes. En general, no afloran conjuntamente con los depósitos del Eoceno inferior, por lo que cabe suponer que la estructuración en forma de pliegues sugerida para el Ilerdiense, aisló una zona en el margen meridional del manto de las Sierras Marginales que no registró sedimentación durante el Ilerdiense pero si durante el Luteciense. Esta zona se correspondería después con las unidades tectónicas de Sant Salvador-Roca Roja y de Sant Llorenç de Montgai. Con posterioridad a la deposición de las calizas de alveolinas del Luteciense inferior y medio, todos los sedimentos que afloran en la Hoja son de carácter esencialmente detrítico y están en relación con el emplazamiento de diversas unidades tectónicas.

5.5. EOCENO MEDIO: TECTÓNICA DE CABALGAMIENTOS EN EL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES

La primera unidad cartográfica que presenta las características mencionadas en el párrafo anterior es la unidad de conglomerados y calizas (30) de edad Luteciense medio-superior. Forma una importante discordancia angular (alrededor de 60°) con las calizas del Luteciense inferior y medio infrayacentes, visible en el margen izquierdo del torrente de Sant Llorenç, desde la sierra de San Cristóbal. En la continuación hacia el SO de esta sierra (Hoja de Os de Balaguer), estos sedimentos cortan cabalgamientos internos de la unidad de Sant Llorenç de Montgai, que si involucran a las calizas del Luteciense inferior-medio (SAULA y SAMSÓ, 1996).

A partir de este momento, no se reconoce en el ámbito de la Hoja de Artesa de Segre ningún registro sedimentario en el manto de las Sierras Marginales hasta el Oligoceno inferior, con posterioridad a su emplazamiento.

5.6. EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO INFERIOR: DEFORMACIÓN DEL ANTEPAÍS Y EMPLAZAMIENTO DEL MANTO DE LAS SIERRAS MARGINALES

En el antepaís, los sedimentos terciarios más antiguos que afloran en la Hoja son los yesos de la Fm Barbastro (Eoceno superior-Oligoceno inferior), depositados en un ambiente continental endorreico. Son el equivalente hacia el centro de la cuenca de sistemas detríticos adosados a los relieves pirenaicos emergentes (Fms de Berga y Solsona), que merced a una progradación a gran escala recubren posteriormente a los yesos. Las discordancias progresivas en el sistema conglomerático de Berga, en el Pirineo Oriental, testifican el movimiento de unidades alóctonas en este momento (RIBA, 1973; MATÓ y SAULA, 1991). En la Hoja de Artesa de Segre, sedimentos de edad equivalente (unidad cartográfica 35; Oligoceno inferior) se disponen en discordancia progresiva en el flanco de un anticlinal de eje vertical despegado a nivel de los yesos de Barbastro (falda S de la montaña de Castellot, en el bloque inferior del cabalgamiento de Artesa de Segre), e indican la deformación del antepaís. Asimismo, la intercalación de sedimentos conglomeráticos, con cantos poco rodados y procedentes exclusivamente del manto de las Sierras Marginales (unidad cartográfica 36), en sedimentos de esta edad, implica la translación hacia el S de la citada unidad tectónica en sincronía con la deformación del antepaís. El emplazamiento final del manto de las Sierras Marginales se produce en el Oligoceno inferior y está acotado entre la deposición de las unidades conglomeráticas 36, cortada por el cabalgamiento basal del manto, y 40, que lo fosiliza. La discordancia que recorre en toda su extensión el flanco S del anticlinorio de Cubells está situada en una posición estratigráfica equivalente.

La sedimentación continuó con las mismas características, tanto en el antepaís como en algunos sectores del bloque superior del manto de las Sierras Marginales. Se desarrollaron abanicos aluviales conglomeráticos adosados a los relieves más enérgicos, que gradaban rápidamente a sedimentos detríticos finos de abanico terminal y a depósitos lacustres evaporíticos. De esta forma, se reconocen yesos de la parte alta de la Fm Barbastro en diversas zonas del bloque superior del manto de las Sierras Marginales (yesos de Camarasa, Sant Llorenç de Montgai, Artesa de Segre y Rubió; SÁEZ et al., 1991), que en algunos casos se depositaron contemporáneamente a la formación de nuevas estructuras. Así, los yesos de Rubió están intercalados en una serie

continental plegada en forma sinclinal que solapa progresivamente las calizas mesozoicas y terciarias, y describe en el flanco N una discordancia progresiva (POCOVÍ, 1978).

5.7. OLIGOCENO INFERIOR-OLIGOCENO SUPERIOR: DEPÓSITOS POSTERIORES A LA FM BARBASTRO

Los sedimentos más modernos al S del anticlinorio de Cubells son las areniscas y lutitas de la Fm Peraltilla (CRUSA FONT, *et al.*, 1966), de edad Oligoceno inferior, que se depositaron con posterioridad a la Fm Barbastro. Al N, por encima de los yesos más altos de la Fm Barbastro, se reconocen abanicos aluviales que, en general, son progresivamente más modernos hacia el N, donde pueden correlacionarse con los conglomerados del sistema de Comiols, de edad Oligoceno superior. Fosilizan estructuras modernas en el manto de las Sierras Marginales (cabalgamiento de Sant Jordi por encima de Serra Boada; cabalgamiento del Montsec, que había sido reactivado).

5.8. OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR: LAS ESTRUCTURAS MÁS MODERNAS

El retrocablagamiento de Cubells, al S, corta los depósitos posteriores a la Fm Barbastro (VERGÉS, 1993), por lo que cabe suponer que el anticlinorio de Cubells, que constituye el pliegue de bloque superior de esta estructura, se formó también en este momento, probablemente en el Oligoceno superior. A su vez, es cortado por el cabalgamiento frontal de las láminas de Montroig y Rubió, así como por el cabalgamiento de Monteró. El Triásico de Alòs de Balaguer corta también estos sedimentos. La fractura de Alòs-Montargull corta sedimentos cuya edad se sitúa también en el Oligoceno superior. Al N de Baldomà, en la parte más alta de la sucesión estratigráfica, estos sedimentos describen una discordancia progresiva en el bloque meridional de la fractura, y al O de Alòs de Balaguer, los conglomerados de la unidad cartográfica 62 la recubren, fosilizándola. La edad de estos conglomerados es desconocida, pero debe situarse en el Oligoceno superior, sin descartarse que pueda corresponder al Mioceno inferior, por correlación tectónica con la Fm Sariñena, que más al O fosiliza la mayoría de estructuras de las Sierras Marginales. Todas estas estructuras suponen una reactivación interna del manto de las Sierras Marginales durante este periodo (MUÑOZ, 1992), cuyo frente meridional permaneció estable. La secuencia de acontecimientos descrita desde el Paleoceno hasta aquí es correlacionable con la descrita más al O por TEIXELL y MUÑOZ (2000) en la transversal del río Noguera Ribagorzana.

5.9. MIOCENO INFERIOR-CUATERNARIO

El final de la deformación compresiva pirenaica tuvo lugar en el Mioceno inferior, época a partir de la cual continuó de forma intensa la exhumación de la cadena. Tras la sedimentación de la Fm Sariñena, el margen septentrional de la cuenca de antepaís se vio sometido a condiciones erosivas, por efecto del levantamiento isostático y la incisión de la red de drenaje, especialmente activada tras la captura de la Cuenca del Ebro hacia el mar Mediterráneo en el Mioceno superior. El encajamiento progresivo de la red fluvial actual y la generación de los depósitos superficiales asociados han dado lugar desde entonces al modelado actual del relieve. Los depósitos de glacis más antiguos de la región de Camarasa, supuestos equivalentes laterales de la terraza más alta del río Segre y por lo tanto de edad Pleistoceno inferior, presentan numerosos pliegues y fallas, inducidos probablemente por movimientos tardíos de los yesos del anticlinorio de Cubells.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES-MINERÍA Y CANTERAS

6.1.1. Minería

No existe actividad minera en la zona abarcada por la Hoja de Artesa de Segre.

Los indicios minerales de la Hoja se resumen en el Cuadro 1.

6.1.1.1. *Minerales metálicos*

6.1.1.1.1. Mineralizaciones de Al (bauxita)

Las mineralizaciones de aluminio constituyen las mineralizaciones metálicas más frecuentes en esta Hoja con un total de 9 indicios cartografiados.

Son mineralizaciones de tipo sedimentario debidas a procesos de laterificación relacionados con la laguna estratigráfica que abarca desde el Jurásico medio hasta el Cretácico medio. Como resultado de este proceso de laterificación se originan las bauxitas. Las bauxitas contienen fundamentalmente bohemita y subordinadamente caolín y hematites, mineral responsable de la pigmentación rojiza que presentan. Todas las bauxitas encontrada aparecen rellenando cavidades cársticas en las calizas mesozoicas

6.1.1.1.2. Mineralizaciones de Cu (malaquita)

Solo se han encontrados dos indicios de cobre que corresponden a mineralizaciones estratiformes de tipo “red bed”.

6.1.1.2. *Minerales no metálicos*

Solo se han encontrado dos indicios de minerales no metálicos en la zona: uno de starkeyita (sílice hidratada) y otro de epsomita (sulfato de magnesio).

6.1.2. Canteras

6.1.2.1. *Rocas industriales*

El yeso constituye el único material canterable de la zona y ha sido explotado hasta la actualidad. Los principales yacimientos están constituidos por los materiales de la unidad cartográfica 34. Respecto los yesos de edad triásica, los yesos eocenos y oligocenos tienen un mejor rendimiento económico.

Las ofitas debido a su potencialidad como balastro de los trenes de alta velocidad están siendo objeto de diversos estudios de prospección minera.

Población	Yacimiento	Lambert X	Lambert Y	Mineralizaciones
Alòs de Balaguer	Coms	984	827	Bauxita (Boehmita)
	Trencades	982,6	827,5	Boehmita, Caolín
	Font Forradella	985,5	820,8	Boehmita, Hematites
	Font Forradella (nord)	985,6	820,8	Boehmita, Starkeyita
Artesa de Segre	Guixeres	993,3	820,9	Yeso, Calcita
	Diapir	993,3	820,3	Ofitas, Goethita
Baldomar		987,8	824,1	Boehmita, Caolín
Camarasa	Serra Carbonera	982,3	819,3	Boehmita, Hematites
	Serra Montroig	977,3	819,3	Boehmita, Caolín
Cubells		983,8	815,8	Yeso, Anhidrita
Sant Llorenç de Montgai	Coll de la Porta	975,8	819,7	Boehmita, Hematites
	Ulls de Llorenç	976,2	818,5	Ofites, Aerenita
Lluçars		993,7	831,4	Malaquita, Calcopirita
Montmagastre		998,6	830	Yeso, Calcita
Rubió de Dalt (Foradada)		988,7	819,1	Yeso, Halita
Santa Linya	Serra Montroig	975,4	819,9	Boehmita, Hematites
	L'Avall	975,9	824,8	Epsomita, Pirita
Vall-llebrera (Anyà)		994,5	826,4	Malaquita, Calcopirita
Vilanova de les Avellanes		974,5	819,8	Hematites, Bauxitas

Cuadro 1.– Indicios minerales en la Hoja de Artesa de Segre (328).

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja 328 de Artesa de Segre abarca el sector centro oriental del *Sistema de las Sierras Marginales Catalanas* y el contacto con el *Sistema Paleógeno de la Depresión del Ebro*.

Tal como se refleja en los mapas geológico e hidrogeológico, el primer sistema, comprendido entre el frente de cabalgamiento del Montsec, al norte, y el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales, al sur, está constituido por un núcleo de calizas mesozoicas rodeado por una orla de materiales calizos y detríticos mesozoicos y paleógenos, muy tectonizados en el borde meridional.

El segundo sistema integra los materiales oligocenos del relleno de la depresión, situados al sur del cabalgamiento de las Sierras Marginales, aunque pueden solapar al primer sistema en su borde oriental.

Las diversas cubetas aluviales desarrolladas a lo largo del curso del río Segre, forman parte del *Sistema Aluvial de la Depresión del Ebro*. El curso bajo de la Noguera Pallaresa, dentro de la hoja, está ocupado por el embalse de Camarasa, sin que afloren materiales aluviales.

En el sector nordeste de la hoja, aflora un retazo de las calizas mesozoicas del Montsec de Rúbies, integradas en el Sistema Tremp-Isona.

6.2.1. Climatología

La precipitación media anual en la estación de Camarasa es de 559 mm, con un máximo de 69 mm en el mes de junio y un mínimo de 29,2 mm en el mes de julio. Las lluvias medias anuales descienden hacia el interior de la Depresión del Ebro (sur) hasta los 418 mm en Balaguer, o aumentando hacia el norte, hasta los 744 mm de Terradets, ya en el interior de la cuenca de Tremp.

El trazado de las isoyetas toma una dirección este oeste, entre los 450 mm de la transversal de Balaguer y los 700 mm del Montsec.

Las medias mensuales dan una distribución alternante según dos máximos en primavera y otoño, y dos mínimos en verano e invierno. El máximo de primavera y el mínimo invernal se mantienen en todo el ámbito de la hoja, variando a máximos de verano hacia el norte y a mínimos estivales hacia el centro de la depresión.

La temperatura media anual en la estación de Camarasa es de 14,5 °C, con una máxima de las medias mensuales de 24,9 °C en el mes de julio y una mínima de 4,8 °C en el mes de enero.

Estas temperaturas son relativamente elevadas para la zona y corresponden al valle del río Segre. La mayor parte de la hoja se sitúa entre las isothermas de 12 y 14 °C. La amplitud térmica para la hoja es de unos 20 °C.

Los valores de la ETP reflejan una media anual de 801 mm en Camarasa, que aumentan hasta los 818 mm de Balaguer y disminuyen hasta los 725 mm de Terradets. De hecho, la mayor parte de la hoja se sitúa por encima de los 800 mm, situándose dentro de la zona mesotérmica II de Thorntwaite.

La ETP mensual media se corresponde con el régimen térmico, con máximos en el mes de julio (142 a 158 mm) y mínimos en el mes de enero (4,9 a 8,4 mm). La mayor parte de la hoja se

sitúa en la zona de clima seco a subhúmedo de Thornthwaite, con un borde meridional subárido y bordeando la zona subhúmeda entre las sierras de Sant Mamety del Montsec.

6.2.2. Las aguas superficiales

La Hoja de Artesa de Segre se sitúa en el curso medio del río Segre, en la confluencia con la Noguera Pallaresa, los dos ríos principales de la hoja.

La cuenca de la Noguera Pallaresa abarca solo el ángulo noroeste de la hoja, con el cauce de la Noguera ocupado por el embalse de Camarasa. En este tramo, solo tributan al río pequeños torrentes laterales, de carácter efímero, debido a la naturaleza predominantemente calcárea del substrato.

Los restantes afluentes del río Segre dentro de la hoja, tienen un carácter local y de escasa entidad, debido a la naturaleza calcárea de sus cuencas y también a la escasez de precipitaciones.

Solo dos cursos de su margen derecha presentan un carácter permanente, el Riu de les Segues y el Riu Boix, en el sector centro-oriental de la hoja. Emplazan sus cabeceras en la Sierra del Montsec y drenan parcialmente sus acuíferos, fuera del ámbito de la hoja. Reciben además aportaciones de los acuíferos locales a lo largo de todo su curso.

También el tramo final del Torrent del Prat, en Alòs de Balaguer, mantiene un carácter perenne, debido a las surgencias que se producen en el lecho del torrente, en las proximidades de esta localidad.

Todos los cursos de la margen izquierda tienen un carácter torrencial, funcional solo con lluvias de una cierta intensidad.

Dentro de la Hoja de Artesa de Segre solo hay datos de dos estaciones de aforos de la red del MOPT en el río Segre, no funcionales durante las últimas décadas. Son las estaciones 103 de Camarasa y 104 de Alòs de Balaguer, cuya situación se muestra en el mapa y el esquema hidrogeológico.

Estación 103, Camarasa:

- Cauce: Río Segre
- Superficie: 7.160 km².
- Aportación anual media: 2.227 hm³.
- Caudal medio anual: 70,6 m³/s.
- Caudal específico medio: 9,86 l/s km².
- Coeficiente de escorrentía: 0,32.
- Período de control: 1912-13 / 1973-74.
- Número de años de control: 61.

En el sector occidental de la hoja se sitúan dos embalses, el Embalse de Camarasa (101 hm³) en el cauce de la Noguera Pallaresa, antes de su confluencia con el Segre, y el Embalse de Sant Llorenç de Montgai (9 hm³) en el río Segre, aguas abajo de Camarasa. El primero cumple una

importante función reguladora y se destina a la producción de energía eléctrica. El segundo, de escasa capacidad, constituye prácticamente un azud de alimentación de los canales de riego del curso bajo del río Segre.

El Canal de Urgell deriva los caudales del río Segre regulados por el Embalse de Oliana, fuera del ámbito de la hoja. Cruza el cuadrante sudeste de la hoja, prestando servicio de riego de la huerta de Artesa de Segre, abastece esta localidad y la mayor parte de los núcleos de población del sector meridional de la hoja.

La Sequia de Sant Llorenç i Gerb arranca de la margen derecha del Embalse de Sant Llorenç, en el ángulo sur-occidental de la hoja, regando las huertas de estas dos localidades, aguas arriba de Balaguer. El Canal auxiliar d'Urgell arranca de la margen izquierda del embalse, para complementar las derivaciones laterales del Canal d'Urgell a lo largo del valle del río Segre. No presta servicio dentro de la hoja.

El uso de las aguas superficiales, dentro de la hoja estudiada, es eminentemente hidroeléctrico. Los usos de riego son limitados, así como los de abastecimiento urbano. Como ya se ha indicado antes, los caudales regulados en este ámbito prepirenaico, se destinan mayoritariamente a abastecimiento de las comarcas del Segrià y del Urgell.

Las aguas superficiales derivadas del río Segre riegan unas 805 ha, destinadas preferentemente a cultivos de cereales, forrajes y frutales, con un volumen de 1.962.500 m³ anuales. Los cultivos se sitúan sobre las terrazas aluviales del río, en Artesa de Segre (470 ha), Camarasa (45 ha) y Sant Llorenç de Montgai (270 ha).

El uso de las aguas superficiales para abastecimiento urbano se realiza especialmente en los municipios de la margen izquierda del Segre, donde la prospección y captación de aguas subterráneas resulta más problemática. La mayor parte de las captaciones se realizan del Canal d'Urgell o de sus acequias. Parte de estos núcleos disponen captaciones subterráneas complementarias.

Cuatro municipios de la hoja utilizan aguas superficiales para abastecimiento de alguno de sus núcleos de población, con un total de 3.623 habitantes y un volumen anual estimado de 331.000 m³:

- En Agramunt, los núcleos de Montclar y la Donzell.
- En Artesa de Segre, el núcleo urbano.
- En Camarasa y Sant Llorenç de Montgai.
- En Cubells, los núcleos de Cubells y la Torre.

6.2.3. Las aguas subterráneas

La Hoja de Artesa de Segre, tal como se ha indicado antes, abarca la mitad oriental de las Sierras Marginales Catalanas y su contacto con la Depresión del Ebro.

Las Sierras Marginales constituyen el frente meridional de los cabalgamientos de la cobertura pirenaica (series mesozoicas y paleógenas) sobre los materiales de colmatación (oligocenos) de la cuenca de antepaís del Ebro.

Presentan una compleja estructura en forma de pliegues irregulares que, en el frente sur, llegan a involucrar a los materiales detríticos del Oligoceno basal. Están afectados por fallas inversas en las que intruyen los yesos y arcillas del Keuper, rompiendo las series y condicionando el funcionamiento hidrogeológico de las estructuras plegadas.

Estas estructuras abarcan una sucesión alternante de materiales de diferente permeabilidad (margas y calizas del Trías, calizas y margas del Jurásico, calizas cretácicas, margas y calizas en facies Garum y del Eoceno, detríticos del Eoceno basal) que da como resultado la superposición vertical de acuíferos diferentes.

Los materiales detríticos oligocenos (medio y superior) solapan a menudo las estructuras plegadas, pudiendo estar afectados por el movimiento tardío de las fallas cabalgantes principales, de manera que el contacto entre los materiales plegados y los de colmatación resultan a menudo confusos, dificultando la delimitación de las unidades.

El estudio hidrogeológico de estas unidades es muy deficiente, cuando no inexistente. Por ello, la recopilación de datos y su tratamiento se ha planteado a nivel general de la hoja, mientras que en la descripción de las unidades se insiste en su delimitación, características litológicas y estructurales, definición de los acuíferos y en el esbozo de su funcionamiento.

El inventario de puntos de agua, con 39 puntos, comprende los principales manantiales y es exhaustivo con las captaciones de abastecimiento urbano, que son las más importantes de la hoja.

Las captaciones particulares se destinan principalmente al abastecimiento de granjas, aunque las dificultades en la captación de aguas, debido a la baja permeabilidad del terreno y los problemas de estiaje, favorecen a menudo la conexión a las redes urbanas, de manera que el inventario puede considerarse bastante representativo.

La mayoría de los puntos corresponden a manantiales (21), siguen los sondeos (12) y los pozos abiertos (6). La profundidad de los pozos abiertos, limitados a los acuíferos aluviales, es inferior a los 10 metros, mientras que los sondeos presentan una profundidad muy variable, entre los 40 y los 230 metros.

La mayor parte de los sondeos corresponden a perforaciones realizadas a rotoperCUSIÓN durante las dos últimas décadas, dentro del programa de abastecimientos urbanos de la Generalitat de Catalunya. Varios de estos pozos todavía no han entrado en servicio.

La baja densidad de los puntos con medidas de la profundidad del agua impide cualquier trazado piezométrico. Solo dos pozos disponen de registros periódicos de niveles:

- El pozo 3313/4/008, Vall-llebrera 2, perforado en las dolomías mesozoicas del Riu de les Segues, está integrado en la red de control de CHE con el índice 3313/4/002. Dispone de varios registros anuales, desde el año 1994, que reflejan una relativa estabilidad del nivel piezométrico, con una oscilación inferior a los 80 cm.
- El pozo 3313/7/001, para abastecimiento auxiliar de Artesa de Segre y perforado en el aluvial del río, dispone de control estacional durante el año 1991, dentro de la red del ITGE. Muestra una oscilación máxima de 82 cm.

Los manantiales inventariados suelen presentar un caudal reducido que, a menudo, no llega a satisfacer la escasa demanda de los núcleos de población que los captan. En numerosos casos no se dispone tan siquiera de registros del caudal.

Suelen drenar acuíferos colgados, con un caudal inferior a 1l/s, muy afectados por los estiajes, hecho que obliga a usar medios complementarios en los abastecimientos.

La descarga de los grandes acuíferos de la zona se produce de manera difusa a los cursos superficiales. De hecho, solo se han contabilizado unos pocos casos de surgencias manifiestas, con caudales de varias decenas de litros por segundo:

- Los manantiales 3313/5/001 y 002, situados en la margen izquierda del río Segre, en las proximidades del Embalse de Camarasa. Proporcionaban un caudal de 20 a 25 l/s el mes de agosto de 1999, bajo unas condiciones de fuerte estiaje.
- La surgencia de Alòs de Balaguer (3313/6/001), en el cauce del torrente de Alòs, proporcionaba un caudal de 75 l/s, también en agosto de 1999, aunque se dispone de la referencia de unos 400 l/s en enero de 1993. La captación urbana de Alòs (3313/6/002) está relacionada con la anterior.

Los caudales instantáneos de los pozos son muy variables, desde unos pocos m^3/h hasta los 300 m^3/h del pozo 3313/7/002 de abastecimiento auxiliar a Artesa de Segre, prácticamente conectado con el río mediante un dren horizontal.

De todas formas, son frecuentes los pozos perforados en calizas que proporcionan caudales de varias decenas de metros cúbicos por hora, hasta los 100 m^3/h del pozo de Alentorn (3313/3/009).

La elevada transmisividad del pozo 3313/7/2 (sobre 3.300 m^2/d), abierto en el aluvial del Segre, está deformada por la conexión del pozo con el río, como ya se ha comentado antes. De hecho, otros datos del aluvial indican valores de 40 y 85 m^2/d (3313/4/3 y 4).

Un único pozo en los materiales detríticos oligocenos (3313/7/005) da un valor de 4 m^2/d , indicativo de la baja permeabilidad de estos materiales.

En las calizas eocenas y mesozoicas se obtienen los valores más dispares, entre 2 y 50 m^2/d , con dos valores extremos en los pozos 3313/3/008 (sobre 1.300 m^2/d) y 3313/3/7 (sobre 9.000 m^2/d), abiertos en las calizas triásicas y eocenas respectivamente.

El uso de las aguas subterráneas se destina preferentemente a abastecimiento urbano, con 18 núcleos de población de los municipios de Alòs de Balaguer, Artesa de Segre, Camarasa, Foradada, Ponts y Vilanova de Meià (1.358 habitantes y un volumen anual de 179.530 m^3).

En el total no se contabiliza la población de Vilanova de Meià, que tiene sus manantiales fuera de la hoja, en las estribaciones de la Sierra del Montsec. Artesa de Segre se ha contabilizado en los abastecimientos con aguas superficiales, a pesar de disponer de dos pozos en reserva.

Los núcleos servidos mediante aguas subterráneas duplican a los que usan aguas superficiales aunque representan menos de la mitad de la población. De todas formas, el volumen anual de aguas subterráneas es algo superior a la mitad del volumen anual de aguas superficiales, debido a que sirven núcleos rurales con numerosas granjas conectadas a la red.

Las captaciones particulares (fuentes y pozos) pueden abastecer casas aisladas, granjas y huertos familiares. Algunos pozos de riego pueden ubicarse en el aluvial del río Segre, fuera del ámbito de los canales.

Mención aparte merece la Comunidad de Regantes de Alòs de Balaguer, que riega unas 16 ha con agua de la surgencia 3313/6/001 y un volumen anual de 40.000 m³.

La calidad de las aguas subterráneas se refleja en un total de 143 análisis químicos disponibles que corresponden a 9 puntos, situados en la mitad oriental de la hoja. Corresponden mayoritariamente a controles sanitarios de las redes de abastecimiento público (Servei Territorial de Sanitat a Lleida), y suelen incluir parámetros de contaminación (conductividad, pH, nitratos, nitritos y amoníaco).

De estos análisis, solo 12 incluyen la determinación de componentes mayoritarios, facilitando el balance iónico comparativo y la definición de facies hidroquímicas.

La mayoría de estos análisis corresponden al control sistemático de tres puntos (3313/3/005, /4/003 y /6/001), de manera que se han considerado como puntos de la red de calidad indicados en el mapa geológico. La situación de todos los puntos con análisis químicos se refleja en el mapa hidrogeológico.

En general son aguas de tipo bicarbonatado cálcico, de mineralización media, (entre 300 y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), pH neutro o ligeramente alcalino (6,9 a 8,4), y durezas altas (244 a 454 mg/l CO₃Ca).

Dentro de esta tipología, los extremos están representados por la caudalosa surgencia de Alòs de Balaguer (3313/6/001), relacionada con las calizas mesozoicas de Sant Mamet, y la Font de Boada (3313/3/001) en el oligoceno detrítico. La primera presenta los menores registros de mineralización (318 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y dureza (244 mg/l CO₃Ca). La segunda, por el contrario presenta valores más altos, con una mineralización de 1.011 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una dureza de 454 mg/l CO₃Ca.

Dos pozos que se pueden relacionar con las extrusiones de yesos triásicos (3313/3/008 y /4/006), presentan una facies claramente sulfatada cálcica, una mineralización más alta (1.065 y 1.440 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y una elevada dureza (795 mg/l CO₃Ca).

Los índices de contaminación no son elevados, aunque si reflejan la vulnerabilidad de algunos acuíferos, posiblemente afectados por actividades agrícolas o ganaderas, las cuales podrían explicar las variaciones registradas en el valor de la conductividad.

Así, la Font de Baldomar (3313/3/005), en materiales oligocenos, muestra algunas puntas de hasta 61 mg/l de nitratos, con indicios de nitritos y frecuente presencia de amoníaco, entre 0,5 y 1 mg/l.

También el pozo mancomunado 3313/4/003, en el aluvial del Segre, presenta puntas de hasta 67 mg/l de nitratos, con indicios casi continuos de nitritos y de amoníaco.

6.2.4. Las unidades hidrogeológicas

6.2.4.1. Definición

La subdivisión hidrogeológica de la hoja se sintetiza en el esquema a escala 1:200.000 que acompaña al mapa geológico. Se consideran cuatro sistemas hidrogeológicos que albergan distintas unidades.

6.2.4.1.1. El Sistema Tremp-Isona

Al norte del cabalgamiento del Montsec. Forma pequeños afloramientos calizos en el borde norte de la hoja, con un carácter marginal. Se han integrado en la Unidad del Montsec.

6.2.4.1.2. El Sistema de las Sierras Marginales Catalanas

Comprendido entre el frente de cabalgamiento del Montsec y el frente meridional de las sierras. Está formado por las series carbonatadas mesozoicas y detrítico-carbonatadas paleógenas. Constituye todo el sector centro-oriental de la hoja. La complejidad estructural y litológica del sistema facilita su subdivisión:

El Subsistema de Montclús-Sant Mamet, al norte del cabalgamiento de la Sierra de Sant Mamet, comprende el domo anticlinal del mismo nombre, formado por calizas mesozoicas (Unidad mesozoica de Montclús-Sant Mamet) y la serie Garumniense-eocena que se sobrepone en el flanco norte del anticlinal, al pie del cabalgamiento del Montsec (Unidad paleógena de Montclús-Sant Mamet).

El Subsistema Os de Balaguer-Artesa de Segre, al sur del cabalgamiento de la Sierra de Sant Mamet, comprende el conjunto de pliegues de calizas mesozoicas centrado en la confluencia del Segre y la Noguera Ribagorzana (Unidad mesozoica de Montroig-Carbonera-Boada) y el complejo conjunto periférico que bordea el frente cabalgamiento meridional, integrado por materiales mesozoicos y paleógenos (Unidad periférica de Ivars de Noguera-Artesa de Segre).

En esta última unidad se integran los afloramientos del basamento mesozoico aislados entre el relleno oligoceno del borde oriental de las Sierras Marginales.

6.2.4.1.3. El Sistema Paleógeno de la Depresión del Ebro

Situado perimetralmente al frente de las Sierras Marginales, solapándolas localmente. Formado por materiales detríticos y evaporíticos del Oligoceno, de baja permeabilidad, en los que no ha sido posible, de momento, establecer subdivisiones.

6.2.4.1.4. El Sistema de los Aluviales de la Depresión del Ebro

Representado por las cubetas aluviales del río Segre de Artesa, Camarasa y Sant Llorenç de Montgai, integradas en la Unidad aluvial del Segre.

6.2.4.2. La unidad del Montsec

Es una porción adelantada hacia el sur del frente cabalgante del Montsec de Rúbies, ubicado en su mayor parte en la Hoja superior (290-Isona). Constituye el cerro Cogulló (1.002 m) y está formada por paquetes calcáreos y dolomíticos, jurásico-cretácicos (7, 9, 10 y 11) despegados sobre el Keuper (3). El buzamiento general es de 30-37° hacia el N, NNE y NNO.

Constituyen un acuífero de tipo cárstico-fisurado posiblemente colgado sobre la base impermeable formada por el Keuper. Es de esperar que el drenaje se produzca hacia el río Boix, con posible surgencia en el punto de intersección con la base de la formación aunque este hecho se produce en el ámbito de la hoja superior. Algunas de estas surgencias abastecen Vilanova de Meià.

6.2.4.3. La unidad paleógena de Montclús-Sant Mamet

Está formada por niveles o paquetes calizos alternantes con series rítmicas detríticas, básicamente de areniscas arcillas y margas. Abarca la parte media-superior del Garumniense y niveles del eoceno inferior suprayacentes a las calizas de alveolina (17, 18, 19, 21, 23, 24, 25, 26 y 27). El techo está constituido por el frente de cabalgamiento del Montsec y en límite oriental, por el oligoceno suprayacente discordante.

Constituye un acuífero multicapa con un flujo radial, es decir, perpendicular a la convexidad del arco estructural que describe "grosso modo" la unidad. En ella se ubican pequeñas surgencias colgadas, aunque la descarga principal debe producirse hacia la Noguera Pallaresa y el Río Boix.

Los pequeños manantiales colgados de la unidad abastecen pequeños núcleos rurales como Fontllonga, Santa Maria de Meià, Fíguerola de Meià y Gàrzola.

6.2.4.4. Unidad mesozoica de Montclús-Sant Mamet

Comprende fundamentalmente niveles calcáreos, dolomíticos y detríticos que a nivel cronoestratigráfico incluyen Jurásico, Cretácico y "Garumniense" basal (7, 9, 13, 14, y 16). es posible que en profundidad existan los niveles no aflorantes 6 y 4, de manera que la unidad quedaría delimitada entre los niveles 5 y 17. El límite de la unidad por el sur lo constituye la falla de Alòs-Montargull.

La estructura dominante deriva del domo-anticlinal de St. Mamet (1.388 m) que condiciona la disposición y buzamiento de todos los niveles de la unidad, en forma de abanico alrededor de este núcleo central, a excepción del sector O en que la serie es monoclinal hacia el N.

La unidad está constituida por dos niveles permeables aflorantes y un tercer nivel supuesto en profundidad (14, 7-9, 4), todos de naturaleza caliza-dolomítica. Están separados por niveles detríticos y margosos de poco espesor y baja permeabilidad (13 y 6). Configuran una disposición característica de la serie mesozoica de las Sierras Marginales.

La fracturación y el reducido espesor de los horizontes detríticos podrían facilitar la comunicación lateral de los niveles calizos, resultando un solo acuífero funcional.

Se ha podido identificar un drenaje significativo de esta unidad hacia el Segre, en las surgencias de Alòs de Balaguer, con un volumen anual del orden de $2,5 \text{ hm}^3$, calculados en estiaje. Resta la incógnita de las relaciones entre la unidad y el embalse de Camarasa.

Las aguas subterráneas solo se usan para riego y abastecimiento urbano de Alòs de Balaguer.

6.2.4.5. *Unidad periférica Ivars-Artesa-Montmagastre*

Es la unidad más heterogénea de la hoja. Agrupa varios afloramientos o estructuras tectónicas, algunas muy complejas, dispersas geográficamente y en principio no conectadas hidráulicamente. Se han diferenciado como posibles subunidades:

6.2.4.5.1. Subunidad de Camarasa

Son estructuras o afloramientos plegados en forma de paquetes de láminas de cabalgamiento imbricadas, situados al sur del cabalgamiento principal de las Sierras Marginales sobre la Depresión del Ebro. Están ubicadas en el ángulo SO de la hoja y corresponden a los relieves denominados Sant Cristòfol, Monteró y Sant Salvador. Incluyen los niveles 3, 4, 15, 22, 28, 29 y 30.

La única estructura con una cierta entidad es Sant Cristòfol, con una cierta continuidad hacia lateral. Los niveles permeables serían 4 y 23 separados por los niveles restantes de carácter mixto. La poca extensión y la complejidad estructural de las demás estructuras les confieren una cierta irrelevancia acuífera.

La proximidad y contacto de la unidad con la Noguera Pallaresa permiten pensar que el posible flujo subterráneo y la descarga se orientan hacia el río, que actuaría de nivel de base.

6.2.4.5.2. Subunidad de Montsonís

Son estructuras satélites del macizo principal de las Sierras que constituyen parte del frente de cabalgamiento sobre la depresión en la zona centro-sur de la hoja. Dan lugar a los relieves formados por los altos de Xera (Serra dels Arquells) y Munt de Montsonís que se alargan hacia el N atravesando el Segre.

El primer relieve parece corresponder al flanco sur cabalgante y verticalizado de un sinclinal fosilizado por el oligoceno. La segunda estructura, el Munt, es un sinclinal complejo con dirección y buzamiento axial hacia el norte. Comprenden los niveles 3, 15, 16, 17, 20, 22 y 23.

Los altos de Xera constituyen una estructura poco conocida en la que no se han localizado puntos de drenaje ni sondeos. En cambio, la estructura sinclinal multicapa del Munt de Monsonís es mucho más patente. En ella se emplazan algunos pozos perforados en los horizontes permeables superiores (Foradada y Baldomà) o en el triásico (Montsonís).

La descarga de los acuíferos se produce hacia el río Segre, que actúa de nivel de base. En algunos casos puede darse la conexión entre el acuífero calizo y el río, con pozos de muy alto rendimiento ($9.800 \text{ m}^3/\text{día}$ en Baldomà).

6.2.4.5.3. Subunidad de Alentorn-Artesa

Abarca un conjunto de afloramientos del zócalo mesozoico dentro de la cobertura oligocena, en el sector centro-oriental de la hoja. Son paleorelieves plegados de rocas mesozoicas que afloran en isleos dentro del oligoceno, exhumados por la erosión.

El más significativo es el cerro de Sant Ermengol situado al N de los pueblos de Alentorn y Vall-llebrera. Otros de menor entidad se sitúan al norte del pueblo de Baldomà en el Castellot de Artesa de Segre. Los niveles presentes y que no son comunes a todos los afloramientos son 3, 2, 7, 13, 14 y 15. El funcionamiento de los horizontes permeables es similar a la unidad de Sant Mamet, aunque con una disposición más fragmentada y discontinua.

La unidad alberga diversos pozos y manantiales que se usan para los abastecimientos locales (Alentorn, Baldomà, Vall-llebrera), con unas extracciones muy por debajo de la potencialidad de los acuíferos.

Cabe una cierta desconexión de las potenciales entidades acuíferas. Podría tratarse de acuíferos estancos, drenados por manantiales situados en los torrentes que cortan estas estructuras y con posible recarga a través del Oligoceno.

6.2.4.5.4. Estructura diapírica de Montmagastre

Es una estructura plegada, de materiales mesozoicos, que ha perforado o intruido la cobertura oligocénica en el ángulo NE de la hoja. Puede tratarse de un afloramiento lateral de la subunidad anterior. Los niveles aflorantes son tres, 7 y 3, 14, 22, respectivamente.

La capacidad acuífera del afloramiento se ha verificado mediante un único pozo para abastecimiento del vecindario. Su funcionamiento sería similar a la unidad anterior.

6.2.4.6. Unidad mesozoica Montroig-Carbonera-Boada

Comprende un afloramiento de calizas mesozoicas masivas, al sur de la falla de Alòs-Montarull y en la confluencia de los ríos Segre y Noguera Pallaresa. En ella arma la presa de Camarasa. Su estructura permite diferenciar tres subunidades hidrogeológicas:

6.2.4.6.1. Sierra de Montroig

Situada en el extremo sudoeste de la hoja, a ambos lados del embalse de Camarasa. Forma un relieve elevado respecto a los ríos Noguera Pallaresa y Segre, estructurando un sinclinal laxo de dirección E-O y con el flanco sur más elevado. Abarca los niveles 4, 6, 7, 9, 13, 14 y 16, situados por encima del Lias margoso (5) y el Keuper (3) que actúan de base de la subunidad, en una disposición similar a la de Sant Mamet.

Los niveles permeables superiores quedan colgados tanto sobre el nivel del Segre como del embalse de Camarasa y en consecuencia posiblemente estén secos o se drenen a través del nivel 13 hacia las dolomías del Dogger.

La descarga, sin puntos conocidos, ha de producirse mayormente hacia el embalse a través del segundo nivel citado, y hacia el Segre después de la confluencia con el N. Pallaresa. No se han detectado aprovechamientos.

6.2.4.6.2. Sierra Carbonera

Es una estructura situada al E de la anterior, formada por una sinclinal con dirección y buzamiento axial hacia el N y cerrado periclinalmente de forma laxa en la parte S-SO. La serie comprende los niveles 4, 6, 7, 13, 14 y 16.

Es una subunidad similar a la anterior, aunque ligeramente más compleja, por la superposición de la serie Garumniense y eocena. Además, en este caso se han identificado algunos puntos de descarga en el río Segre.

6.2.4.6.3. Sierra de Boada

Es la subunidad más oriental y está formada como la anterior por un pliegue sinclinal asimétrico con dirección y buzamiento axial hacia el N y con cerramiento periclinal por el Sur. Comprende los niveles 4, 6, 7, 13, 14, 16, 17, 19, 21 y 23.

Parte de la subunidad está colgada y seca, tal como refleja un sondeo realizado en su extremo meridional. El drenaje debe producirse en la dirección de la estructura, hacia el río Segre, como en el resto de la unidad. No se conocen surgencias ni aprovechamientos del agua.

6.2.4.7. *Unidad paleógena de la depresión del Ebro*

Esta unidad ocupa todo el sector oriental y la franja sur de la hoja. Los materiales predominantes por orden de abundancia son areniscas, lutitas, limolitas conglomerados y yesos.

La mayoría de los niveles detríticos son alternantes. La disposición de las capas es en general horizontal y subhorizontal, excepto en la proximidad de accidentes tectónicos relacionados con algunos afloramientos mesozoicos y con la estructura anticinal oligocena del sector meridional de la hoja.

Los horizontes permeables suelen quedar restringidos a las areniscas y conglomerados, aunque la alternancia general de las capas de areniscas con lutitas les resta capacidad acuífera. También parece constatarse un aumento de la permeabilidad en las zonas tectonizadas. El funcionamiento general es de tipo multicapa. Es la unidad menos permeable de la hoja y la de menor o mínima significación acuífera.

La escasez de recursos, unidos a la mala calidad del agua por exceso de sulfatos, hace que la mayor parte de los núcleos de población ubicados en ésta unidad se abastecan de aguas superficiales.

6.2.4.8. *Unidad aluvial del Segre*

Los ríos Segre y Noguera Pallaresa han excavado su cauce, de manera epigenética, a través de las Sierras Exteriores, originando profundas y estrechas gargantas que no han facilitado la acumulación de depósitos aluviales.

De esta forma, solo el río Segre ha podido excavar algunas cubetas aluviales discontinuas al cruzar los depósitos oligocenos. Así, cabe considerar las cubetas de Artesa de Segre, Baldomà Alós de Balaguer (esta última excavada sobre Keuper) en la mitad centro-oriental de la hoja, y las de Camarasa y Sant Llorenç de Montgai, en su extremo sudoeste.

La llanura aluvial en contacto con el río se reduce a las terrazas actual y subactual, con un espesor del aluvial que no sobrepasa los 6-7 m de gravas y lutitas en una disposición muy irregular. Solo en la cubeta de Artesa de Segre se localizan algunos pozos de abastecimiento a los pequeños núcleos de población del municipio, con un rendimiento desigual.

6.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

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

Área 1: Comprende los materiales mesozoicos que forman las Sierras Marginales y su cobertura paleógena.

Área 2: Comprende los materiales terciarios que forman la depresión del Ebro que afloran en el tercio nororiental de la Hoja.

Área 3: Comprende los materiales terciarios de la depresión del Ebro que afloran en la tercio sur de la Hoja.

Área 4: Comprende las formaciones superficiales.

6.3.1. Área 1

Comprende los materiales mesozoicos que forman las Sierras Marginales y su cobertura paleógena. Pueden diferenciarse diversas Zonas atendiendo a criterios meramente litológicos e hidrogeológicos.

6.3.1.1. Zona 1.1

Está formada principalmente por los materiales carbonatados del mesozoico de las unidades cartográficas: 2, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 15.

Son materiales consolidados y competentes. Presentan un cierto grado de fracturación debido a la estructuración tectónica. Su permeabilidad dominante es por fisuración y por kárstificación. Sus buzamientos raramente superan los 40 grados.

Presentan un grado de peligrosidad alto frente a inestabilidades en taludes. El principal factor de riesgo es la caída de bloques, producida por la intersección de las superficies de estratificación y la esquistosidad del macizo asociada a la estructuración tectónica. Este fenómeno se ve potenciado por alternancia de los carbonatos con litologías impermeables que favorecen la meteorización de las juntas, por el buzamiento de las capas y por el marcado relieve.

En la carretera de comarcal 147, en el tramo que discurre por el pantano de Camarassa, (carretera del Doll) han sido detectados diversos puntos con problemáticas asociadas a la caída de bloques.

6.3.1.2. Zona 1.2

Está formada por los materiales paleógenos que constituyen la unidad cartográfica 62 y de forma parcial por las unidades 39, y 40. Se trata de conglomerados masivos con intercalaciones localmente importantes de areniscas y lutitas.

Son materiales consolidados y competentes ligeramente fracturados que se disponen por encima de los materiales de la zona 1.1. Afloran en cotas altas y entrañan una peligrosidad importante frente al riesgo de caída de bloques cuando el buzamiento es a favor del pendiente.

En el congosto del río Segre al oeste de la población de Alòs de Balaguer se observan bloques de grandes dimensiones de los materiales de la unidad cartográfica 40.

6.3.1.3. Zona 1.3

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 y 27. Se trata de alternancias entre arcillas, margas, calizas y areniscas.

La presencia de arcillas es muy importante en esta zona siendo la composición esencial de las unidades cartográficas 17 y 19. Existen también niveles de yesos intercalados en la unidad 19.

Además de la problemática que conllevan estos materiales, arcillas, yesos y margas, por su naturaleza plástica e impermeabilidad; el contraste de permeabilidades, el grado de fracturación y la erosión diferencial entre los materiales que forman esta zona entraña una peligrosidad alta de deslizamientos de terreno, asentamientos diferenciales y colapsos. En la carretera comarcal 147, carretera del Doll, pueden observarse algunos ejemplos en taludes y terraplenes.

6.3.1.4. Zona 1.4

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 3 y 5. Se trata de yesos y en menor proporción lutitas, dolomías y margas.

Esta formación es impermeable y presenta cierto riesgo de colapsos relacionados con la disolución de los yesos. Los taludes abiertos en esta formación son estables.

Debe considerarse la necesidad de utilizar cementos resistentes a los sulfatos.

6.3.2. Área 2

Comprende los materiales terciarios que forman la depresión del Ebro que afloran en el tercio nororiental de la Hoja. Pueden diferenciarse diversas Zonas atendiendo a criterios meramente litológicos e hidrogeológicos.

6.3.2.1. Zona 2.1

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 40, 43, 44 y 45.

Se trata de conglomerados masivos en general muy cementados y localmente afectados por una intenso diaclasado. Los buzamientos de estos conglomerados solo superan los 10 grados cuando afloran cerca de la falla de Alòs-Montargull. Son materiales muy competentes.

6.3.2.2. Zona 2.2

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 39, 46 y 47. Se compone de una alternancia de areniscas, lutitas y localmente niveles de conglomerados (canales).

Se trata de una unidad con buzamientos muy suaves que aflora en zonas con poco pendiente topográfico. Es una unidad poco permeable en términos generales.

La presencia de niveles aislados de conglomerados, que pueden alcanzar potencias del orden de 2-3 metros y muy fracturados por compactación diferencial, entraña una peligrosidad a evaluar frente a la caída de bloques. Algunos ejemplos pueden observarse a lo largo de la carreteras comarcas 1313 y 1412 y en el Grialó.

6.3.3. Área 3

Comprende los materiales terciarios de la depresión del Ebro que afloran en la tercio sur de la Hoja. Los materiales de este área se caracterizan por presentar buzamientos importantes, existiendo buzamientos invertidos. Estos buzamientos se deben por un lado a la existencia de movimientos halocinéticos relacionados con la presencia de yesos (31) y por otro lado a las estructuras frontales de las Sierras Marginales.

Han sido diferenciadas las siguientes áreas en atención a las litologías afectadas.

6.3.3.1. Zona 3.1

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 48, 37, 36 y 30. Estas unidades cartográficas tienen una escasa presencia en la Hoja. Se trata de conglomerados. En general, no presentan ninguna característica digna de mención.

6.3.3.2. Zona 3.2

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 41, 39, 35, 34, 29 y 28. Se trata de alternancias entre areniscas, lutitas, margas, algunos niveles de calizas y conglomerados.

Las litologías predominantes son las areniscas y las lutitas. La alternancia entre materiales de distinta competencia, que implica una compactación diferencial y la consecuente fracturación asociada; unida a los buzamientos superiores a los 30 grados que presentan sus capas, puede localmente general caídas de bloques. Este fenómeno se ve minimizado por la escasa pendiente topográfica que existe en la zona.

6.3.3.3. Zona 3.3

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 42, 32 y 33. Estas unidades se componen principalmente de lutitas. Se reconocen también niveles de calizas, areniscas y de yesos.

La competencia de los materiales que integran esta zona es media-baja. Debido al escaso pendiente topográfico estos materiales no entrañan a priori ninguna peligrosidad geológica.

6.3.3.4. Zona 3.4

Está formada por los materiales de la unidad cartográfica 31. Se trata de yesos. La peligrosidad asociada a esta litología es la posibilidad de colapsos debido a su disolución. Además debe considerarse la necesidad de utilizar cementos resistentes a los sulfatos.

6.3.4. Área 4

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

6.3.4.1. Zona 4.1

Está formada por los materiales de las unidades cartográficas 49, 50, 51 y 52. Se trata de gravas, polimícticas, arenas y limos con un grado de cementación que varía de nulo a elevado.

6.3.4.2. Zona 4.2

Está formada por los materiales de las unidades 53 y 54. Se trata de gravas polimícticas, arenas y limos con un grado de cementación nulo.

6.3.4.3. Zona 4.3

Está formada por los materiales de las unidades 57 y 58. Se trata de unidades con muy poca representación en la Hoja.

6.3.4.4. Zona 4.4

Está formada por los materiales de las unidades 56, 59, 60 y 61. Se trata de limos con cantos dispersos y de gravas con matriz limosa con un grado de cementación muy variable entre nulo y elevado.

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1. MONTAÑA DE SANT SALVADOR (CAMARASA)

El interés geológico radica básicamente en la estructura, aunque también son interesantes algunos datos estratigráficos. La estructura está formada por un apilamiento de pequeñas láminas cabalgantes vergentes al O, plegadas conjuntamente en forma sinclinal con el eje vertical. Los conglomerados oligocenos fosilizan la estructura. La discordancia entre las calizas Garumnienses y las calizas jurásicas y retienses (unidad cartográfica 4 de la Hoja), y las facies algales del Luteciente son otras características a remarcar. La disposición estructural es visible desde las colinas situadas al S, o bien desde el E, del pueblo de Camarasa.

El interés del afloramiento es internacional.

7.2. MINA DE LES COMS (MONTAÑA DE SANT MAMET, ALÒS DE BALAGUER)

Son interesantes las canteras dedicadas a la extracción de laterita, en las que puede observarse el contacto discordante del Cretácico superior sobre éstas, así como el relleno de las lateritas en los surcos kársticos desarrollados en las calizas del Portlandiense.

El interés del afloramiento es local.

7.3. ERMITA DEL CASTILLO DE SANT LLORENÇ DE MONTGAI (CIMA DE LA SIERRA DE SANT CRISTÒFOL)

Si bien todo el recorrido de la carretera que une Sant Llorenç de Montgai con Camarasa muestra localidades de interés geológico, la cima de la sierra situada inmediatamente al N de Sant Llorenç de Montgai (Sierra de Sant Cristòfol) ofrece una perspectiva local a la vez que general. El antiguo castillo se asienta sobre los conglomerados y calizas con estratificación cruzada a gran escala (unidad cartográfica 30), discordantes sobre el conjunto imbricado de láminas cabalgantes con sedimentos lutecientes. Estos mismos sedimentos se reconocen al N, en el margen izquierdo del torrente, fosilizado a su vez por depósitos oligocenos. Más al N, la lámina del Montroig cabalga todo el conjunto. Los yesos blancos del Lías inferior permiten seguir el cabalgamiento. Desde esta perspectiva, puede observarse también la discordancia entre el Cretácico superior y el Jurásico en la sierra del Montroig. Hacia el S y SE, se reconocen pequeñas láminas cabalgantes con sedimentos lutecientes, en contacto mecánico con los conglomerados de la unidad de Monteró.

El interés geológico de esta panorámica puede calificarse como de interés nacional.

7.4. PLIEGUES DE LA SIERRA DE MONTCLAR (EN LA CARRETERA DE ARTESA DE SEGRE A AGRAMUNT)

El flanco S del anticlinorio de yesos, con buzamiento monoclinal hacia el S, muestra en el corte de la carretera de Artesa de Segre a Agramunt, un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales

que han sido reproducidos en diversos libros. Se trata de pliegues de despegue, de reducidas dimensiones, desarrollados en un flanco monoclinal.

El interés de este afloramiento es local.

8. BIBLIOGRAFÍA

ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; ARRIBAS, M.E.; ARDEVOL, L.; CIVIS, J.; DAAMS, R.; KRAUSS, S.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; DE LA PEÑA, A.; SOLER, R.; VIANEY-LIAUD, M.; LACASA, A.; MARANDAT, B.; PELAEZ-CAMPOMANES, P.; SEVILLA, P. y SIGE, B. (1994): "El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (cuenca de Ager, Provincia de Lérida)". *Comunicaciones II Congreso Grupo Esp. Del Terciario*, Jaca: 23-26.

ANADÓN, P.; CABRERA, LL.; COLDEFORNS, B. y SÁEZ, A. (1989): "Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la cuenca del Ebro". *Acta Géol. Hispánica*, 24; 205-230.

ARNAL, I.; CALVET, F.; MARQUEZ, L.; SOLE DE PORTA, N. y TRIFONOV, Ek. (1994): "Estratigrafía y sedimentología de la Formación Isábena (Retiense). Pirineos Centrales y Orientales". *III Coloquio de Estratigrafía y Paleontología del Pérmico y Triásico de España*, pp. 11-12, Cuenca.

BARTOLÍ, J.M. (1990): *Estratigrafía física i fàcies de l'Eocè mitjà-superior entre els rius Segre i Farfanya (Comarca de la Noguera)*. Tesis de licenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona. 119 pp.

BERÁSTEGUI, X.; LOSANTOS, M.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1993): "Tall geològic del Pirineu central 1/200.000". Servei Geològic de Catalunya (Institut Cartogràfic de Catalunya). 62 pp.

BIROT, P. (1935): "Nouvelles remarques sur la structure de la Zone des Sierras des Pyrénées catalanes". *C.R. Somm. Soc. géol. France*, (5), 72-73.

– (1937): "Recherches sur la geomorfologie des Pyrénées Orientales franco-spagnole". *Thése, Baillièrre et Fils*, Ed., Paris. 318 pp.

CALVET, F. y ANGLADA, E. (1987): "El Triásico del Pirineo: Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico". *Informe del Instituto Geológico y Minero de España*, 96 pp. (Inédito).

CALVET, F.; SOLE DE PORTA, N. y SALVANY, J.M. (1993): "Cronoestratigrafía (palinología) del Triásico sudpirenaico y Pirineo Vasco-Cantábrico". *Acta Geol. Hisp.*, 28, pp. 33-48.

CALVET, F.; MÁRQUEZ, L. y TRIFONOV, Ek. (1994): "Litoestratigrafía y bioestratigrafía (foraminíferos) de las facies Muschelkalk del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco (España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, pp. 167-188.

CALVET, F. (1996): "Estratigrafía del Triásico de l'àrea de les Avellanes". *Informe del Servei Geològic de Catalunya-ICC*, 21 pp. (Inédito).

CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)". *Estudios Geol.*, 41, 391-404.

CAUS, E. (1973): *Bioestratigrafía y Micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán*. Tesis Doct., Univ. de Barcelona, 186 pp.

- (1974): "Bioestratigrafía y Micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán". *Rev. Esp. de Micropal.*, 7, pp. 297-316.
- (1975): "Presencia y estructura de 'Calcarina lecalvezae' en el Biarritziense pirenaico (prov. de Lérida, España)". *Acta Geol. Hisp.*, 10(5), pp. 175-178.

COMA, J.E. (1960): "Explicación de la Hoja nº 327, Os de Balaguer (Huesca-Lérida)". *Inst. Géol. Min. España*. 83 pp. Madrid.

COMBES, P.J. (1969): "Recherches sur la génèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)". *Mem. C. Etudes et Recherches Géol. et Hydrol. Univ. Montpellier*. 3-4, 335 pp.

CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA, J. (1966): "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Sta Cilia (Río Formiga; provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Com. I.G.M.E.*, 83, pp. 7-13.

CUEVAS, J.L. (1989): *La Formación Talar: estudio estratigráfico y sedimentológico de las facies de un sistema aluvial en el tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, 107 pp.

DALLONI, M. (1930): "Étude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, 25 (3), 373 pp.

EICHENSEER, H. (1988): *Facies geology of Late Maestrichtian to Early eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus basin, northeastern Spain*. Tesis doctoral, Universität Tübingen, 237 pp.

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

FONNESU, F. (1984): *Estratigrafía física y análisis de facies de la Secuencia de Figols, entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (provs. de Lérida y Huesca)*. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 317 pp.

FORTIN, L. (1963): *Étude tectonique des chaines Sub-Pyrénées de la région de Camarás-San Lorenzo de Mongay*. Tesi (Diplôme d'Étude supérieures). Université de Bordeaux.

GALBRUN, B.; FEIST, M.; COLOMBO, F.; ROCCHIA, R. y TAMBAREAU, Y. (1993): "Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, Province of Lérida, Spain". *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 102: 41-52.

GARRIDO-MEGÍAS, A. (1972): "Precisiones sobre la mise en place del manto de Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (Región de Barbastro, prov. de Huesca)". *Acta Geol. Hisp.*, 7 (2), 50-52.

- (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doct., Univ. de Granada, 395 pp.

GARRIDO-MEGÍAS, A. y Ríos, L.M. (1972): "Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)". *Bol. Geol. y Minero*, 83, pp. 1-47.

GELABERT, B. (1986): *Estratigrafia física i anàlisi de fàcies del delta de la Baronía al sector més oriental de la Vall d'Àger (província de Lleida)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Autònoma de Barcelona; 67 pp.

HOTTINGUER, L. (1960): "Recherches sur les Alvéolines du Paléocéne et de l'Eocéne". *Mem. Suisses de Paléont.*, 75-76; 1-243.

LAGO, M. (1980): *Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de rocas ofíticas en el Norte de España*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 2 vol., 444 pp.

LAGO, M. y Pocoví, A. (1982): "Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (provincia de Huesca)". *Acta Geol. Hisp.*, 17 (4), 227-233.

- (1982): "Informe geológico y geotécnico sobre las rocas ofíticas de las Sierras Marginales Prepirenaicas" (Hojas nº 327 y 328, Provincias de Huesca y Lérida). *Informe del Servei Geològic de Catalunya-ICC*, 129 pp. (Inédito).

LLOMPART, C. (1977): "Paleoecología de la fauna de moluscos en un sector de la Vall d'Ager (provincia de Lleida)". *Publ. Geol. Univ. Autònoma de Barcelona*, 7, 247 pp.

LLOMPART, C. y KRAUSS, S. (1982): "Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas Garumnienses al S. del Montsec (prov. de Lérida)". *Bol. Geol. y Minero*, 93 (5): 371-378.

- (1970): "Environmental distribution of early Tertiary microfossils". ESSO Production Research, EPR-E-1ER-70: 48 p.

MANDADO, J.; BESTEIRO J. y Pocoví, A. (1982): "Memoria sobre la localización, composición e interés industrial de las rocas de facies bauxítica de las Sierras Marginales Catalanas". *Informe del Servei Geològic de Catalunya-ICC*. 64 pp.

MÁRQUEZ, L.; TRIFONOVÁ, Ek. y CALVET, F. (1990): "An involutinidae (foraminifera) assemblage of Upper Ladinian (Muschelkalk Facies) of the southern Pyrenees (Spain)". *Studies in Benthic Foraminifera. BENTHOS '90*, Tokay University Press, pp. 355-359.

MÁRQUEZ, L.; CALVET, F.; ARNAL, I. y TRIFONOVÁ, Ek. (1994): "Asociación de foraminíferos en la Formación Isábena, Triásico Superior Sudpirenaico (España)". *Bol. R. soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, pp. 189-197.

MARTÍNEZ-PEÑA, M.B. y Pocoví, A. (1988): "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cōbertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geol. Hisp.*, 23(2), 81-94.

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.

MATÓ, E. y SAULA, E. (1991): "Los ciclos sedimentarios del Eoceno medio y superior en el sector NE de la depresión del Ebro (zona de Berga-Vic). Caracterización de sus límites". *Geogaceta*, 10; 45-48.

MEDUS, 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 iridium anomaly in nonmarine facies of the eastern Spanish Pyrenees: a preliminary report". *Newsl. Stratigr.*, 18: 123-138.

MEIGS, A.J. (1995): "Thrust faults, thrust sheets, and thrust belts: new insights from the Spanish Pyrenees". PhD Dissert., University of Southern California, 275 pp.

MEIGS, A.J.; VERGÉS, J. y BURBANK, D.W. (1996): "Ten-million history of a thrust sheet". *GSA Bulletin*, 108 (12), 1608-1625.

MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968): "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Mededelingen*, 41; 221-228.

MISCH, P. (1934): "Geologie der mittleren sudpyreneen". Abh. Geselsch. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. T. III. H. (Traducción española por J. Gómez de Llarena en Publ. ext. sobre Geol. España, (4), 184 pp. Madrid.

MUÑOZ, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, London: 235-246.

MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.P.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972): "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del paleogene marino della zona centrale sudpirenaica da Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. It.*, 11. 391-416.

MUTTI, E.; OBRADOR, A. y ROSELL, J. (1973): "Sedimenti deltizi e di piana di marea nel Paleogene della Valle di Ager (prov. di Lérida, Spagna)". *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, pp. 517-528.

MUTTI, E.; ROSELL, J.; ALLEN, G.P.; FONESSU, F. y SGAVETTI, M. (1985): "The eocene Baronía tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin". *Exc. Guide-book 6th European Regional Meeting*. Lérida, Spain; 579-600.

PEÑA MONNÉ, J.L. (1975): "Los depósitos cuaternarios del valle del Segre, entre Tiurana y Camarasa". *Ilerda*, 36; 188-217.

- (1983): “La cuenca de Tremp y Sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico”. Instituto de Estudios llerdenses. Lérida. 373 pp.

Pocoví, A. (1978): *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). Tesis doctoral.* Univ. de Barcelona. 218 pp.

Pocoví, A.; ALONSO, J.; GASCON, F. y MARTÍNEZ-PEÑA, M.B. (1982): “Informe sobre la estratigrafía de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida, Hojas 327 y 328)”. *Informe interno del Servei Geològic de Catalunya.* 185 pp.

PONS, J.M. (1977): *Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del Cretácico Superior del Prepirineo de la provincia de Lérida.* Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 105 pp.

PUIGDEFÀBREGAS, C.; COLLINSON, J.; CUEVAS, J.L.; DREYER, T.; MARZO, M.; MELLERE, D.; MERCADÉ, L.; MUÑOZ, J.A.; NIJMAN, W. y VERGÉS, J. (1989): “Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequence”. 4th Internat. Conference on Fluvial Sedimentology (M. MARZO y C. PUIGDEFÀBREGAS Eds.). *Publ. del Servei Geològic de Catalunya,* 176 pp.

QUIRANTES, J. (1978): “Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros”. Inst. Fernando el Católico, C.S.I.C., Zaragoza, 27, 207 p.

REILLE, J.L. (1967): “Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen (Région de Barbastro, province de Huesca)”. *C.R. Acad. Sc. Paris.,* 265, Sér. D: 852-854.

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

RÍOS, J.M. y ALMELA, A. (1953): “Explicación de la Hoja nº 328, Artesa de Segre (Lérida)”. Esc. 1:40.000. *Inst. Geol. Min. España,* 123 pp. Madrid.

RUBINO, J.L.; LEO, M. y FONESSU, F. (1985): “Detailed stratigraphy of a tidal bar complex in the Baronía sandstones, lower Eocene (Ager syncline, South Central Pyrenees, Spain)”. Abstract, 6th European Regional Meeting. Lérida, Spain.

SAEZ, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro.* Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 353 p.

SAEZ, A.; VERGÉS, J.; PUEYO, J.J.; MUÑOZ, J.A. y BUSQUETS, P. (1991): “Eventos evaporíticos paleógenos en la cuenca de antepaís surpirenaica: ¿Causas climáticas-causas tectónicas?”. *Libro-Guía Exc. 5.* (F. Colombo Ed.). I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic; 85 pp.

SAMSÓ, J.M; SERRA-KIEL, J.; TOSQUELLA, J. y TRAVÉ, A. (1994): “Cronoestratigrafía de las plataformas lutecianas de la zona central de la cuenca Surpirenaica”. II Congr. G.E.T., Jaca. *Comunicaciones,* 205-208.

SAMSÓ, J.M.; SANZ, J. y GARCÍA-SENZ, J. (2014): "Mapa y Memoria de la Hoja nº 248 (Apiés)". *Mapa Geológico de España E: 1:50.000*. Segunda serie (MAGNA), primera edición. IGME.

SAULA, E. (1986): *Estratigrafía física i fàcies del Paleogen entre Os de Balaguer i Tragó de Noguera. Tesis de Licenciatura*, Univ. Autònoma de Barcelona, 119 pp.

SAULA, E. y SAMSÓ, J.M. (1996): "Estratigrafía y evolución tectónica de las láminas cabalgantes con sedimentos luitecienses en el manto de las Sierras Marginales (Unidad Surpirenaica Central)". *Geogaceta*, 20: 458-461.

SÉGURET, M. (1972): "Étude tectonique des nappes et séries décollées du versant sud des Pyrénées". *Publ. USTELA, Sér. Geol. Struct.* nº 2, 155 pp.

SELZER, G. (1934): "Geologie der Südpyrenaischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.*, 88, Abt. b., 370-406.

SERRA, J.; MAESTRO, E. y CAPDEVILA, J. (1994): "La cubeta deposicional de Artesa de Segre (Provincia de Lleida). Relaciones de la ciclicidad con la tectónica y el clima (Eoceno superior y Oligoceno inferior del NE de la Depresión del Ebro)". *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2); 75-90.

SERRA-KIEL, J.; CANUDO, J.I.; DINARÉS, J.; MOLINA, E.; ORTIZ, N.; PASCUAL, J.O.; SAMSÓ, J.M. y TOSQUELLA, J. (1994): "Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4); 273-297.

SOLÉ SABARÍS, L. (1983): "Morfología general de la península Ibérica". En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, Madrid, Tomo 2, 589-612.

SOUQUET, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. These Doctorat Sc. Nat. Fac. Sc. Toulouse.*, 529 pp.

TEIXELL, A. y MUÑOZ, J.A. (2000): "Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera-Ribagorçana". *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2); 251-264.

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.

VERGÉS, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Tesis Doctoral*. Univ. de Barcelona. 203 pp.

VERGÉS, J. y MUÑOZ, J.A. (1990): "Thrust sequences in the Southern Central Pyrenees". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, VI (2), 265-271.

VERGÉS, J.; MUÑOZ, J.A. y MARTÍNEZ, A. (1992): "South Pyrenean thrust-and-fold belt: Role of foreland evaporitic levels in thrust geometry". En: *Thrust Tectonics* (K. McClay Ed.). Chapman y Hall, London; 255-264.

VIDAL (1898): "Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 d'Octobre".
Bull. Soc. géol. France, (3), XXVI, pp. 884-900.

WILLIAMS, G.D. (1985): "Thrust tectonics in the south central Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 7(1); 11-17.

ZAMORANO, M. (1993): *Los sistemas deltaicos del llerdiense superior-Cuisiense de la cuenca de Ager (Prepirineo de Lleida)*. Tesis doctoral de la Univ. Autónoma de Barcelona; 161 pp, (inédita).

