



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CAMPO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CAMPO

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-12-006-9
ISBN: 978-84-7840-878-8
Depósito legal: M-34102-2012

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión: Copysell, S. L.

La presente Hoja y Memoria (Campo-212) ha sido realizada por la Dirección de Geología y Geofísica, bajo normas, dirección y supervisión del IGME durante los años 1989-1991 y revisada en 2011, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa Geológico

- A. Robador Moreno. (IGME). Cartografía del Cretácico y Paleoceno.
- M. Zamorano Cáceres. (IGME). Cartografía del Eoceno.

Memoria

- A. Robador Moreno. (IGME).
- M. Zamorano Cáceres. (IGME).

Colaboradores

- J. Ramírez del Pozo. (CGS). Micropaleontología del Cretácico inferior sobre lámina delgada
- L. Granados Granados. (IGME). Micropaleontología del Cretácico superior y Terciario sobre lámina delgada

Dirección y supervisión:

- A. Barnolas Cortinas. (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Columnas estratigráficas de detalle
- Fichas de situación de muestras
- Fichas petrológicas y paleontológicas
- Informe sobre Puntos de Interés Geológico

Í N D I C E

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PALEOZOICO	11
2.1.1. Liditas (6). Carbonífero?	11
2.2. TRIÁSICO	11
2.2.1. Areniscas y conglomerados. Facies Buntsandstein (7). Thuringiense-Anisiense.	11
2.2.2. Calizas y dolomías tableadas. Facies Muschelkalk (8). Ladinense-Carniense inferior.	11
2.2.3. Lutitas versicolores y yesos. Facies Keuper (9). Carniense-Noriense.....	12
2.3. JURÁSICO	12
2.3.1. Dolomías, calizas laminadas y brechas (10). Hettangiense-Sinemuriense.....	12
2.3.2. Margas grises y niveles de calizas bioclásticas (11). Pliensbachiente-Toarciente	12
2.3.3. Dolomías negras (12). Dogger	14
2.4. CRETÁCICO	14
2.4.1. Unidad de Gavarnie	14
2.4.1.1. Calizas blancas con intercalaciones de margas (2). Calizas del Ventamillo. Santoniense.	14
2.4.1.2. Calizas arenosas (3). Santoniense superior- Campaniense inferior.....	15
2.4.1.3. Margas grises con niveles de calizas limosas (4). Margas de Seira. Campaniense superior- Maastrichtiense inferior	15
2.4.1.4. Areniscas (5). Maastrichtiense	16
2.4.2. Unidad del Cotiella	16

	<u>Pag.</u>
2.4.2.1. Calizas con rudistas y margas con orbitolinas (13). Aptiense superior-Albiense	16
2.4.2.2. Areniscas blancas silíceas (14). Areniscas del Turbón. Albiense superior-Cenomaniense inferior.....	17
2.4.2.3. Calizas grises masivas (15). Cenomaniense.....	18
2.4.2.4. Calizas margosas con <i>Pythonella</i> y margocalizas grises (16). Calizas de <i>Pythonella</i> y Margas de Reguard. Cenomaniense superior-Turoniente	18
2.4.2.5. Calizas blancas con rudistas y corales (17). Calizas del Congost. Turoniente superior-Coniaciense.....	19
2.4.2.6 Calizas arenosas de pátina roja (18). Coniaciense superior-Santoniente inferior.....	19
2.4.2.7. Calizas arenosas marrones (19). Coniaciense superior-Santoniente inferior.....	20
2.4.2.8. Calizas blancas (20). Coniaciense superior- Santoniente inferior.....	21
2.4.2.9. Margas (21). Margas de Egea. Santoniense inferior	21
2.4.2.10. Calizas micríticas tableadas (22). Calizas de Aguas Salenz. Santoniense	22
2.4.2.11. Calizas bioclásticas con nódulos de sílex (23). Calizas de Egea. Santoniense	22
2.4.2.12 Alternancia de margas y calizas nodulosas (24). Margocalizas de Anserola. Santoniense.....	23
2.4.2.13. Brecha de clastos calcáreos (25). Brecha de Campo. Santoniense superior-Campaniense inferior	24
2.4.2.14. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (26). Turbiditas de Vallcarga. Campaniense inferior.....	26
2.4.2.15. Brechas del Serrado (27)	27
2.4.2.16. Margas grises con niveles de brechas (28). Margas de Salás. Campaniense superior-Maastrichtiense superior	27
2.4.2.17. Areniscas, margas y calizas arenosas (29). Arenisca de Arén. Maastrichtiense superior	29
2.4.2.18. Arcillas rojas, margas negras y areniscas (30). Maastrichtiense superior-Paleoceno	29
2.5. PALEOCENO	31
2.5.1. Dolomías y calizas blancas (31). Daniense-Selandiense.....	31
2.5.2. Arcillas rojas y carniolas (32). Selandiense - Thanetiense basal.....	33
2.5.3. Calizas con algas y calcarenitas (33). Thanetiense	34

	<u>Pag.</u>
2.5.4. Calcarenitas y calizas con corales (34) Thanetiense	35
2.5.5. Arcillas rojas y areniscas (35) Thanetiense-Ilerdiense.....	36
2.6. EOCENO	37
2.6.1. Conjunto margoso y calcáreo del Ilerdiense inferior-medio	37
2.6.1.1. Calizas de Alveolinas, calcarenitas y margocalizas nodulosas (36)	38
2.6.1.2. Margas y margocalizas con olistolitos (37). Base de las Margas de Riguala	40
2.6.1.3. Margocalizas, margas y turbiditas finas (38). Margas de Riguala	40
2.6.1.4. Limolitas calcáreas con niveles de deslizamiento gravitacional. Margocalizas nodulosas. (39). Fm. La Pobla....	41
2.6.2. Conjunto siliciclástico del Eoceno medio.....	42
2.6.2.1. Lutitas grises con bancos de areniscas delgados (40)	42
2.6.2.2. Lutitas y margas grises (41). Equivalentes de la Fm. Roda	43
2.6.2.3. Calizas bioclásticas y margas. Olistolitos en la base (42). Fm. Morillo	43
2.6.2.4. Calizas bioclásticas (43). Fm. Boltaña.....	44
2.6.2.5. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (44). Fm. San Elías	44
2.6.2.6. Areniscas, lutitas y margas grises (45). Fm. Castigaleu	45
2.6.2.7. Areniscas blancas, lutitas y conglomerados (46). Fm. Castissent	46
2.6.2.8. Areniscas bioclásticas y lutitas grises en facies de frente deltaico y plataforma (47)	46
2.6.2.9. Lutitas grises con capas de turbiditas finas, cicatrices y depósitos de deslizamiento gravitacional (48). Fm. San Vicente.....	47
2.6.2.10. Areniscas en cuerpos turbidíticos canaliformes (48b). Fosado y Torrelisa	47
2.6.2.11. Areniscas, conglomerados, brechas y arcillas (48c). Cañón de Charo	48
2.6.2.12. Areniscas en capas turbidíticas gruesas, lutitas y conglomerados (49). Cuerpo turbidítico de Arro	49
2.6.2.13. Conglomerados groseros (50). Fm. Campanué inferior.....	49
2.6.2.14. Lutitas grises y areniscas de plataforma y frente deltaico (51). Fm Perarruá	50
2.6.2.15. Lutitas grises y areniscas en facies de frente deltaico y plataforma (52). Fm. Perarruá	51

	<u>Pag.</u>
2.6.2.16. Areniscas en paleocanales, lutitas gris-beige y conglomerados (53). Campanué superior-Capella	51
2.6.2.17. Areniscas, conglomerados y lutitas (54). Cuerpo turbidítico de la Sierra de Gerbe	52
2.6.2.18. Areniscas, conglomerados y lutitas (55). Complejo turbidítico de Banastón y Fumanal	53
2.6.2.19. Areniscas, lutitas y conglomerados en facies turbidíticas (56).....	54
2.6.2.20. Areniscas en capas extensas y lutitas grises (57). Fm. Pano	54
2.6.2.21. Areniscas y conglomerados (58). Canales de Morillo y Guaso	55
2.6.2.22. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (59). Excavación de Formigales.....	55
2.6.2.23. Margas con niveles arenosos canaliformes (60)	56
2.6.2.24. Areniscas y lutitas grises (61).....	56
2.6.2.25 Lutitas rojas, areniscas y conglomerados (62). Fm. Escanilla	57
2.7. CUATERNARIO	57
2.7.1. Cantos calcáreos angulosos cementados (64). Coluviones antiguos	57
2.7.2. Conglomerados de cantos redondeados, arenas y arcillas (63, 65 y 68). Glacis	58
2.7.3. Conglomerados, gravas y arenas (66 y 69). Terrazas	58
2.7.4. Bloques y cantos en matriz arcillosa (67). Morrenas	59
2.7.5. Arcillas rojizas (70). Cubetas de descalcificación.....	59
2.7.6. Cantos y bloques angulosos (71). Depósitos de ladera	59
2.7.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas (72) Conos de deyección	59
2.7.8. Cantos, gravas arenas y arcillas (73). Coluviones	60
2.7.9. Cantos, gravas y arenas (74). Depósitos aluviales	60
2.7.10. Travertinos (75)	60
3. TECTÓNICA	61
3.1. UNIDAD DEL COTIELLA.....	63
3.1.1. Sector occidental de la Unidad del Cotiella	63
3.1.1.1. Lámina de Collubert	64
a. Unidad de la Peña Madrid-Yali	64
b. Unidad de la Montañeta de Seira	65
3.1.1.2 Sistema imbricado de la Peña Montañesa.....	65

	<u>Pag.</u>
a. Cabalgamiento de La Atiart	66
b. Cabalgamiento de Los Molinos	66
c. Cabalgamiento de Araguas	67
d. Cabalgamiento de la Almuzara	67
e. Retrocabalgamiento de Lacort	67
f. Cabalgamiento de la Peña Montañesa	67
3.1.2. Falla de La Foradada	68
3.1.3. Sector oriental de la Unidad del Cotiella	70
3.1.3.1. Anticlinal del Serrado	70
3.1.3.2. Sinclinal de Llert y anticlinal de Aguas Caldas	70
3.1.3.3. Cabalgamiento de Las Artigas	71
3.1.3.4. Unidad de San Juan	71
3.2. UNIDAD DE GAVARNIE	72
3.2.1. Materiales mesozoicos de la unidad de Gavarnie	72
3.2.2. Anticlinal de Mediano	72
3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES	73
4. PETROLOGÍA	74
4.1. Ofitas (9)	74
5. HISTORIA GEOLÓGICA	74
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	78
6.1. RECURSOS MINERALES	78
6.2. HIDROGEOLOGÍA	79
6.2.1. Encuadre hidrogeológico	79
6.2.2. Características hidrogeológicas	80
6.2.2.1. Masa de agua subterránea del Cotiella-Turbón (nº 037)	81
6.2.2.2. Masa de agua subterránea del Sinclinal de Graus (nº 040)	82
6.2.3. Hidroquímica	83
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	83
7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	83
8. BIBLIOGRAFÍA	85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La hoja de Campo se encuentra situada en la vertiente sur del Pirineo central, en el sector nororiental de la provincia de Huesca. El relieve de la hoja es muy accidentado, pudiéndose distinguir dos mitades con características fisiográficas muy diferentes a lo largo de una diagonal que corta la hoja en dirección NO-SE. Esta bisectriz corresponde a las agudas crestas de la Peña Montañesa y las sierras que representan su continuación hacia el SE (Herrera y Santa Cruz). La mitad NE de la hoja corresponde a un sector de grandes elevaciones con elevadas pendientes mientras que la mitad suroccidental es un área de relieves mucho más suaves aunque profundamente accidentados. Sobrepuertos a esta disposición general se encuentran los valles de los ríos Cinca, que constituye el límite occidental de la hoja, y Ésera, que la atraviesa completamente en dirección N-S cerca de su margen oriental.

En el sector NE se encuentran las estribaciones meridionales del macizo del Cotiella, con altitudes que llegan a alcanzar los 2600 m en el límite septentrional de la hoja. Estos relieves quedan separados por el profundo valle del río Ésera de las sierras de Baciero, Cervín y del Monte Serrado que representan las estribaciones occidentales del macizo del Turbón. Dentro de esta área el único sector de suaves relieves corresponde a la pequeña depresión situada en la confluencia de los ríos Ésera y Rialbo donde se asienta el pueblo de Campo.

En el sector suroccidental el sistema montañoso más destacado corresponde a la Sierra de Campanué situada en el margen meridional de la hoja. Estos relieves, que alcanzan una cota máxima de 1548 m en el vértice homónimo, se encuentran asimismo disectados en un estrecho cañón por el río Ésera que llega a su altura mínima de 590 m en el borde sur de la hoja. Las áreas llanas más extensas de la zona de estudio se localizan en este sector cerca de su esquina suroccidental correspondiendo a la depresión donde se asienta el pueblo de Tierrantona y al valle del Cinca, hoy día inundado por el embalse de Mediano.

La población de la hoja es muy escasa y se distribuye en núcleos urbanos muy pequeños y dispersos, situándose las localidades más pobladas a orillas de los principales cauces fluviales: destaca la población de Campo, a orillas del río Ésera, que da nombre a la hoja con 350 habitantes y los barrios orientales de la localidad de Ainsa que se sitúan en el margen occidental de la hoja. Las principales actividades económicas son la ganadería y la agricultura a las que se suma, de forma cada vez creciente, las actividades turísticas.

Geológicamente, la hoja se sitúa en el límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central, representada en este sector por la Unidad alóctona del Cotiella, que se superpone a la Unidad de Gavarnie. El contacto entre ambas unidades puede observarse en dos sectores diferentes dentro del ámbito del área de estudio: en el sector occidental por debajo de los relieves de la Peña Montañesa y en la esquina nororiental de la hoja sobre las localidades de Seira y Barbaruens. Esta unidad superpone potentes series calcáreas del Cretácico superior y Paleoceno sobre los materiales dominanteamente arcillosos y areniscosos eocenos que constituyen la mitad SO de la hoja, condicionando la configuración fisiográfica del área de estudio.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PALEOZOICO

En la presente hoja únicamente hay un minúsculo afloramiento de materiales paleozoicos que aparece en relación con uno de los cabalgamientos del sistema imbricado de la Unidad del Cotiella. Se ha distinguido en la cartografía a pesar de su pequeña extensión dada su gran importancia en la reconstrucción de la estructura tectónica y evolución sedimentaria.

2.1.1. Liditas (6). Carbonífero?

Esta unidad aflora en una sola área de extensión muy reducida localizada en el margen derecho del barranco de los Neis, en las proximidades del collado de Collubert, a favor del cabalgamiento del mismo nombre. Está compuesta por liditas de color pardo-negro con delgadas intercalaciones de areniscas. Debido a lo extremadamente reducido de su afloramiento no pueden indicarse con precisión ni su ambiente sedimentario ni su edad aunque se trata con seguridad, dada su posición estratigráfica, de materiales paleozoicos, suponiéndose como Carbonífero a tenor de sus similitudes litológicas con áreas vecinas. Este afloramiento fue descrito ya por SOUQUET (1967).

2.2. TRIÁSICO

2.2.1. Areniscas y conglomerados. Facies Buntsandstein (7). Thuringiense-Anisiense

Esta unidad aflora únicamente en el barranco de los Neis, junto al Collado de Collubert donde se superpone sobre las liditas de probable edad Carbonífera. Se encuentra muy deformada por el efecto de cizalla asociado al desplazamiento del cabalgamiento de Collubert; sin embargo puede reconocerse una pequeña serie en la que se distinguen los siguientes términos:

Sobre las rocas paleozoicas se encuentra un tramo de areniscas silíceas microconglomeráticas de color blanco sobre las que se superponen 2 m de limolitas bandeadas micáceas y hojosas de color rojo que se deshacen en láminas. Por encima se disponen niveles de arcillas rojas con intercalaciones de bancos plano-paralelos de areniscas de grano grueso. Más arriba se encuentra una serie de 3 m de areniscas de grano grueso de color rojo vinoso con estratificación cruzada asintótica en la base, dispuestas en sets de 10 a 40 cm. También se encuentran niveles de conglomerados muy cementados con cantos de cuarzo, cuarcitas y chert muy redondeados de color blanco, verde y negro y de areniscas rojas de hasta 7 cm. de diámetro.

Estos materiales se interpretan como depósitos aluviales continentales sin que puedan hacerse mayores precisiones debido a su reducida área de afloramiento y a su estado muy tectonizado.

Su edad puede establecerse por comparaciones regionales con niveles estratigráficamente similares como Thuringiense-Anisiense.

2.2.2. Calizas y dolomías tableadas. Facies Muschelkalk (8). Ladinense-Carniense inferior.

Esta unidad aflora en dos áreas siempre con una extensión muy reducida: en el margen izquierdo del río Ésera, en la base de la Unidad alóctona del Cotiella por encima de la escama tectónica de San Juan y en el margen occidental del mismo río en el sector de la Peña Madrid. Sus afloramientos se encuentran siempre dispersos entre los materiales de la facies Keuper

con los que se han imbricado por medio de pequeños cabalgamientos. Se trata siempre de afloramientos muy pequeños, con una extensión lateral inferior a la centena de metros y un espesor máximo de 20 m. Se distinguen dos tipos de facies: Niveles de calizas tableadas con laminaciones milimétricas de origen algal que incluyen ocasionalmente niveles muy fosilíferos con conchas de bivalvos del género *Pseudocorbula* gregaria, y calizas estratificadas en tramos masivos.

Sus características sedimentológicas permiten apuntar a su medio de depósito como un ambiente de llanura de mareas carbonatada en un sector de dominio intermareal.

Por comparaciones regionales puede asignarse una edad Ladinense-Carniense a esta unidad.

2.2.3. Lutitas versicolores y yesos. Facies Keuper (9). Carniense-Noriense

Esta unidad aflora en numerosos puntos, siempre en la base de las unidades cabalgantes debido a su carácter de nivel de despegue regional de los cabalgamientos alpinos. Está compuesta por arcillas versicolores, normalmente rojas y también verdosas y niveles de yesos blancos, siendo difícil establecer su sucesión estratigráfica debido al grado de deformación que presenta y a la reducida extensión de sus afloramientos.

La sección más completa de esta unidad se localiza en la base de la Unidad del Cotiella 2 Km. al sur de Seira en el margen derecho del río Ésera. En esta zona, por debajo de los depósitos de terrazas del río se reconoce una pequeña serie compuesta por arcillas rojas y verdosas y niveles de yesos blancos que tiene una extensión lateral próxima al centenar de metros. Otros afloramientos de esta unidad, correspondientes a la misma posición estructural se localizan en el sector de la cresta de peña Madrid, en el barranco de la Montañeta de Seira y en el lecho del arroyo fuertemente encajado que desciende desde las proximidades del pico San Juan hasta Seira.

Intercaladas en estas facies se encuentran frecuentemente masas de rocas subvolcánicas de colores verdosos y textura ofítica, que pueden formar afloramientos de gran extensión como el localizado en el término de El Cliot, en la falda norte del pico Baciero. Las características de estas rocas se describen con más detalle en el apartado de Petrología.

Regionalmente se ha propuesto una edad Carniense a Noriense (Triásico superior) para esta unidad.

2.3. JURÁSICO

Los materiales de edad jurásica presentes en la hoja afloran únicamente en la unidad estructural de San Juan-Chía, en donde puede reconocerse una serie bastante completa del Lias y Dogger, en la que se han distinguido tres unidades estratigráficas.

2.3.1. Dolomías, calizas laminadas y brechas (10). Hettangiense-Sinemuriense

Esta unidad aflora únicamente en la unidad estructural de San Juan, de cuya sucesión estratigráfica constituye su término basal. Se pueden distinguir tres términos:

1. Un tramo basal que se ha reconocido en un único punto en la base de la unidad compuesto por unos 10 m de calizas micríticas grises con bioclastos, que a veces están muy recristalizadas. Pueden corresponder al nivel de "Calizas con ostrácodos" descrito por GARRIDO-MEJÍAS y RÍOS ARAGÜES (1972), atribuidas al límite Hettangiense

inferior- Hettangiense superior. Estos depósitos se interpretan como facies de plataforma carbonatada restringida.

2. Un nivel de unos 50 m de potencia, que se presenta muy cubierto; corresponde a dolomías de grano grueso, brechoides y carniolares, de colores blanquecinos que hacia arriba incluyen niveles de dolomicritas. Corresponden a la "Brecha dolomítica" descrita por PEYBERNÈS y PAPON (1968) y GARRIDO-MEJÍAS (1973), de edad Hettangiense. Este tramo puede interpretarse como depósitos de *shabka* en los que la disolución de los materiales evaporíticos, originalmente interestratificados con los niveles carbonatados ha originado la brechificación de estos últimos y dado origen a su aspecto carniolar.
3. Una serie de calizas micríticas grises con niveles de laminación milimétrica de origen algal que en ocasiones incluye delgados niveles de brechas intraformacionales de cantes planos. Dentro de este nivel calcáreo se intercalan -de forma más abundante hacia el techo- niveles de calizas oolíticas de base erosiva. La potencia de este tramo es de 20 m aunque no se observa su parte inferior. Estos depósitos se interpretan como originados en un ambiente de llanura de mareas carbonatada en condiciones inter- a submareales.

El techo de esta unidad es una superficie perforada o *hard-ground* con oolitos ferruginosos y numerosos bioclastos: ammonites, belemnites y pectínidos que se corresponde con una superficie de discontinuidad regional de edad Sinemuriense superior presente en todas las secciones del Jurásico y ya descrita por GARRIDO-MEJÍAS y RÍOS ARAGÜES (1972). BASSOULET (1962) cita la presencia de ammonites del género *Echioceras* del Sinemuriense terminal justo sobre este nivel ferruginoso en el Montsec, lo que permite acotar la edad superior de esta unidad.

2.3.2. Margas grises y niveles de calizas bioclásticas (11). Pliensbachiense-Toaciense

Esta unidad aflora únicamente en la unidad estructural de San Juan, por encima de la unidad anterior. Tiene una potencia total de 38 m.

La base de esta unidad es una superficie de interrupción sedimentaria de carácter regional consistente en una superficie perforada o *hard-ground* con oolitos ferruginosos y numerosos bioclastos: ammonites, belemnites y pectínidos.

Este tramo cartográfico está compuesto mayoritariamente por margas negras con tres intercalaciones de calizas bioclásticas arenosas muy bioturbadas, con abundantes restos de belemnites, braquíopodos, ammonites, pectínidos y otros bivalvos. De estas intercalaciones las dos inferiores tienen escasa potencia (1,5 m), mientras que la superior, compuesta por una alternancia de calizas y margocalizas, tiene 5 m y es equivalente a la "Barra de Pecten y Belemnites" descrita por GARRIDO-MEJÍAS (1973). El techo de cada uno de estos bancos calcáreos es una superficie ferruginizada y endurecida (*hard-ground*). La biozonación por ammonites realizada por FAURE (1984) en esta unidad en áreas próximas ha permitido reconocer el Carixiense, Domeriense y Toaciense inferior-medio.

Las características litológicas de esta unidad junto con la fauna presente permiten atribuir estos sedimentos a un medio de depósito de plataforma externa en el que las oscilaciones del nivel de mar dieron lugar a interrupciones de la sedimentación.

Regionalmente se han podido datar los niveles basales de la unidad por encima de esta superficie como Sinemuriense terminal (BASSOULET, 1962). La parte superior de la unidad está compuesta por 12 m de margas negras azoicas, que por criterios de correlación regional deben tener una edad Toarcienne superior.

2.3.3. Dolomías negras (12). Dogger

Esta unidad, al igual que la anterior, aflora únicamente en la unidad de San Juan-Chía. Está compuesta, de forma mayoritaria, por dolomías sacaroideas de grano grueso, fétidas, de color negro a gris ceniza. Tiene un espesor considerable, estimable en unos 70 m.

La dolomitización es secundaria, pudiéndose observar todavía algunos rasgos deposicionales de la roca original. Se reconocen secuencias constituidas por alternancias de dolomías micríticas con fantasmas de bioclastos, entre los que se distinguen bivalvos de concha fina, enteros pero desarticulados; y niveles delgados (30 cm.) de calizas oolíticas dolomitizadas. También se observan otras facies originales: bancos con laminaciones milimétricas, posiblemente de origen algal y vacuolas; y tramos bioclásticos de grano grueso de 5 a 7 m de potencia.

Esta unidad se presenta en el paisaje como dos potentes paquetes masivos separados por un nivel mas blando constituido por unos 10 m de calizas: un tramo inferior con fantasmas de oncolitos en la base y un tramo superior que presenta a techo una superficie de interrupción sedimentaria sobre la que se disponen las calizas del Aptiense inferior.

La dolomitización secundaria que afecta a estos depósitos hace muy difícil la reconstrucción de su medio de depósito original; los escasos rasgos sedimentarios primarios que pueden reconocerse apuntan a un medio sedimentario de llanura de mareas carbonatadas en condiciones inter- a submareales.

No puede determinarse directamente la edad de esta formación por la ausencia de contenido fósil determinativo; sin embargo por comparaciones estratigráficas regionales, puede precisarse su edad como Dogger.

2.4. CRETÁCICO

Los depósitos cretácicos de la hoja de Campo se encuentran repartidos entre las unidades estructurales de Gavarnie y Cotiella, que presentan sucesiones muy diferentes por lo que su descripción se realizará por separado.

El Cretácico inferior pre-Albiense se encuentra únicamente representado en la Unidad de San Juan-Chía, mientras que en el resto de la Unidad del Cotiella los depósitos cretácicos más antiguos corresponden al Albieno superior.

2.4.1. Unidad de Gavarnie

La unidad estructural de Gavarnie -autóctono relativo de la Unidad del Cotiella- aflora únicamente en el sector NE. La sucesión estratigráfica aflorante de esta unidad dentro del ámbito de la hoja comprende sólo la parte más alta del Cretácico superior y está compuesta por 4 unidades estratigráficas.

2.4.1.1. Calizas blancas con intercalaciones de margas (2). Calizas del Ventamillo. Santoniense

Esta unidad está compuesta por dos niveles de calizas masivas separadas por una intercalación de margas y margocalizas en su parte central. Su potencia total es de 220 m aunque debe

considerarse ésta como una potencia mínima, ya que no aflora su base. Las calizas inferiores son de color gris, masivas, ligeramente arenosas con abundantes nódulos de sílex. Son calizas bioclasticas e incluyen numerosos fragmentos de equinodermos, rudistas, briozoos y ostrácodos. El tramo superior, de 100 m de espesor, corresponde también a calizas bioclasticas de color gris. SOUQUET (1967) cita en estos niveles: *Lacazina cf. elongata*, *Nummofallotia cretacea*, *Orbitoides tissoti* var. *densa*, *Vidalina hispánica*, *Siderolites* y *Miscellanea*.

Su medio de depósito corresponde a ambientes de plataformas carbonatadas someras con condiciones de energía variable en la que dominaba la acción de olas y tormentas, mientras que el tramo margoso central representa condiciones de plataforma externa.

De acuerdo con el contenido paleontológico antes citado, la edad de esta unidad puede considerarse como Santoniense.

2.4.1.2. Calizas arenosas (3). Santoniense superior-Campaniense inferior

Esta unidad se dispone con un contacto neto sobre las calizas bioclasticas grises del techo de la unidad infrayacente. Está compuesta por calizas arenosas de pátina rojiza y calizas tableadas con nódulos de chert. En la sección del valle del río Ésera tienen un espesor de 170 m. En su parte superior se intercalan cuerpos de calizas arenosas de grano fino con estratificación cruzada a gran escala, que se interpretan como depósitos de barras someras.

Esta unidad corresponde, a tenor de sus características sedimentológicas, a depósitos de alta energía en un ambiente de plataforma somera.

Su edad, Santoniense superior-Campaniense inferior se ha determinado por su posición estratigráfica a caballo entre las unidades infra- y suprayacentes.

2.4.1.3. Margas grises con niveles de calizas limosas (4). Margas de Seira. Campaniense superior-Maastrichtiense inferior

Esta unidad se dispone por encima de la anterior con un contacto gradual pero rápido. Se ha estimado, mediante la superposición y correlación de secciones parciales en el valle de Barbaruens una potencia total de 670 m.

En su base abundan los niveles de areniscas de base neta y geometría canaliforme. Hacia arriba la serie está compuesta por margas grises con intercalaciones de niveles delgados (de 5 a 30 cm), de contactos plano-paralelos de areniscas de grano fino y cemento calcáreo. Estos niveles tienen la base neta y el techo transicional, presentando a veces laminación cruzada en la base, pero normalmente las estructuras sedimentarias tractivas se encuentran borradas por una intensa bioturbación. Son frecuentes, sobre todo en su parte central, los niveles de deslizamientos gravitacionales de varios metros de espesor en las que estos niveles aparecen rotos y plegados.

En su parte superior se distinguen niveles potentes de mayor predominio margoso intercalados con paquetes de alternancias de margocalizas y margas.

Esta unidad presenta una fauna pelágica, entre la que SOUQUET (1967) cita *Navarella joaquinii*; además GARRIDO-MEGIAS (1973) cita en su parte inferior *Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. contusa*, *G. lapparenti* y *G. fornicata*. Estos fósiles atestiguan la edad Campaniense de la base de esta unidad, que alcanzaría el Maastrichtiense en su parte superior.

Sus características sedimentológicas indican una secuencia de profundización desde su base hasta el tramo central pasando desde ambientes de plataforma somera a medios de plataforma externa o incluso talud; esta secuencia se invierte hacia la parte superior donde se registra una secuencia de somerización pasando a depósitos de carácter más costero hacia el techo.

2.4.1.4. Areniscas (5). Maastrichtiense

Esta unidad está compuesta por niveles de areniscas de tamaño de grano medio a grueso, estratificados en paquetes de orden métrico en los que en ocasiones puede observarse estratificación cruzada de surco y planar y laminación paralela. Tienen una característica pátina de color rojizo debido a la oxidación de su abundante contenido en pirita. No puede estimarse su espesor total ya que su techo se encuentra cortado dentro del ámbito de la hoja por el cabalgamiento basal de la unidad del Cotiella.

A tenor de sus características sedimentológicas, su ambiente de depósito podría corresponder a un ambiente de resedimentación terrígena muy somero de elevada energía, probablemente un sistema de islas barrera.

Este tramo litológico es un equivalente estratigráfico de la parte superior de la Formación Arenisca de Marboré (SOUQUET, 1967), por lo que se le atribuye al igual que a ella una edad Maastrichtiense.

2.4.2. Unidad del Cotiella

La Unidad del Cotiella contiene la mayor parte de los afloramientos cretácicos de la hoja. Como se ha mencionado anteriormente, sus sucesiones cretácicas difieren notablemente de las de la Unidad tectónica de Gavarnie.

La sucesión estratigráfica de esta unidad está compuesta en su base por un tramo detrítico de edad Albienense superior que se superpone discordantemente sobre los depósitos triásicos de facies Keuper; únicamente se conservan depósitos del Aptiense y Albienense inferior en una pequeña escama tectónica que forma parte de esta unidad: la unidad de San Juan-Chía localizada en la esquina nororiental de la hoja.

2.4.2.1. Calizas con rudistas y margas con orbitolinas (13). Aptiense superior-Albiense

Esta unidad aflora en la unidad estructural de San Juan, donde se superpone directamente sobre las dolomías negras del Dogger. Otro afloramiento de facies similares a éstas se encuentra en el otro margen del río Ésera, en la unidad de Chía, ya fuera del ámbito de la hoja.

La sucesión puede dividirse en cuatro tramos: de más antiguo a más moderno:

1. Calizas gris oscuro muy bioclásticas. Su base está compuesta por una brecha de 1 m de espesor. Se distinguen dos tipos de facies: facies de *lagoon* compuestas por calizas tableadas en bancos con granoclasificación positiva, bioclásticas y bioturbadas, con miliólidos y orbitolinas y calizas bioconstruidas con corales ramosos y rudistas requiéridos que forman parches arrecifales. En este tramo se ha determinado: *Everticyclammina greigi*, *Sabaudia minuta*, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, *Pseudocyclammina hedbergi* y *Pseudochoffatella cuvillieri* que indican una posible edad Gargasiense superior-Clansayense. Tiene una potencia total de 24 m.

2. Calizas arenosas tableadas en bancos de 0,5 m de color pardo-rojo alteradas y gris en corte fresco. Su base es un contacto neto fosilizado por un nivel de brechas con fragmentos de calizas de 1 cm y cantos de cuarzo de hasta 0,5 cm. Son muy monótonas, tienen textura *grainstone* o *packstone* e incluyen ostreidos, bivalvos, equinodermos, briozoos, corales y algas, algunos bioclastos -sobre todo los ostreidos- se encuentran silicificados. Entre los microfósiles reconocidos se pueden citar *Agardhiellopsis cretacea*, *Simplorbitolina manasi*, *Pseudocyclammina hedbergi* y *Everticyclamina greigi* que indican una edad posible Aptiense superior (Clansayense)-Albiense inferior. Tiene una potencia de 66 m.
3. Margas de color gris oscuro, deleznables, con escasos restos de gasterópodos, bivalvos y ostreidos. En su parte superior tienen intercalaciones de calizas limo-arenosas. Su espesor total alcanza los 7 m.
4. Calizas masivas de color gris claro con una potencia de 16 m. Se reconocen dos ciclos de somerización compuestos por una base de calizas bioclásticas, un tramo de colonización con biohermos de corales ramosos y una facies de implantación de bioconstrucciones de rudistas requiéndidos, que pueden estar colonizados a techo por corales masivos. Entre los microfósiles reconocidos en este tramo pueden citarse: *Simplorbitolina manasi*, *Everticyclamina greigi*, *Sabaudia minuta* y *Cuneolina gr. pavonia*, que indican una edad probable Albiense inferior.
5. El último tramo de la unidad está compuesto por 3,5 m de calizas grises tableadas intercaladas con margas con abundantes orbitolinas. En este tramo se ha reconocido *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus* y *Daxia cenomana*, que indican una edad Albiense inferior-medio.

2.4.2.2. Areniscas blancas silíceas (14). Areniscas del Turbón. Albiense superior-Cenomaniano inferior

Esta unidad aflora en la unidad de San Juan por encima del tramo anterior, mientras que en el resto de la hoja se presenta siempre en la base de la serie cretácea directamente sobre los depósitos de facies Keuper. Debido a su reducido espesor, que oscila entre 10 y 20 m, no se puede representar cartográficamente en el sector de Las Forcas-Peña Madrid, en donde se ha incluido en la unidad 15.

En el pico San Juan esta unidad está compuesta por areniscas microconglomeráticas de color pardo amarillento o rojizo alteradas y cemento calcáreo. Están estratificadas en bancos de 20 a 30 cm que presentan estratificación cruzada. Su base es un contacto neto y muestra una disminución del contenido terrígeno hacia arriba paralelamente a un aumento de la proporción de restos bioclásticos entre los que se reconocen fragmentos de bivalvos, rudistas, corales, ostreidos y *Orbitolina (O.) concava*, *Orbitolina (m.) aperta*, *Neairaquia sp.* y *Charentia cuvilli*, que indican en conjunto una edad Albiense superior-Vraconiente.

En los sectores donde se encuentra directamente sobre los depósitos de facies Keuper puede reconocerse en varios afloramientos. Así en el barranco de la Montañeta de Seira, próximo al cauce del río Ésera, incluye en su base un nivel de areniscas microconglomeráticas carbonosas de color negro con abundantes nódulos de pirita y cantos rodados de cuarzo que pasan hacia arriba a niveles de conglomerados y, a techo, a areniscas rojizas de cemento calcáreo con orbitolinas. Más al norte, en el collado de Las Forcas está constituida por dos conjuntos:

areniscas amarillentas azoicas en su parte inferior y calizas arenosas de colores rojizos con estatificación cruzada de bajo ángulo y abundantes orbitolinas en el techo. Finalmente, en el sector de El Cabecillo, en el límite septentrional de la hoja, la serie de las arenas del Turbón está compuesta por 6 m de conglomerados con cantos silíceos de hasta 10 cm. y matriz calcárea; en la parte superior incluye niveles delgados de arenas micáceas blancas con laminación paralela.

A tenor de sus características sedimentológicas y su contenido fósil, su ambiente de depósito podría corresponder a un ambiente de resedimentación terrígena muy somero de elevada energía, probablemente un sistema de barras costeras, no descartando que alguno de sus tramos azoicos se haya depositado en un ambiente continental.

La edad de esta unidad, atestiguada por los restos de orbitolinas que incluye, puede acotarse como Albiense superior-Vraconiense.

2.4.2.3. Calizas grises masivas (15). Cenomaniense

Esta unidad incluye en su base a la unidad anterior en aquellas áreas (Peña Madrid, Montaña de Seira, collado de Collubert) donde esta última, debido a su escaso espesor no ha podido diferenciarse cartográficamente. En estos sectores la unidad se superpone sobre las facies Keuper (Unidad 9). En el resto de las áreas (Baciero, San Juan) se encuentra siempre sobre la unidad anterior (Areniscas del Turbón).

Su base es un paso transicional pero muy rápido con la unidad anterior, mientras que su techo es un límite neto que corresponde a una superficie de interrupción sedimentaria con rasgos de karstificación.

Está compuesta mayoritariamente por calizas micríticas que incluyen como microfósiles característicos ejemplares de los géneros *Prealveolina* y *Ovalveolina*. Son de color gris oscuro a negro en corte fresco pero de colores blancos en el paisaje. En la parte superior se reconocen ciclos de somerización de 3 a 7 m de espesor con calizas nodulosas grises con ostreidos (*Exogyra*) y equinoideos en la base y calizas micríticas grises con *Prealveolina* y *Ovalveolina* en la parte superior. En el área de San Juan se ha identificado *Prealveolina iberica* REICHEL, *Prealveolina* gr. *cretacea* REICHEL y *Ovalveolina ovum* (D'ORB.) junto con *Vidalina hispanica* SCHLUMB que indican una edad Cenomaniense medio-superior.

En el área de Las Forcas tiene un espesor de 80 m; su parte inferior está compuesta por calizas bioclásticas con miliólidos y su parte superior por calizas micríticas. En este sector se ha identificado *Prealveolina iberica* REICHEL, *Prealveolina* gr. *cretacea* REICHEL, *Prealveolina simplex* y *Ovalveolina ovum* (D'ORB.) junto con *Dicyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM, que indican una edad Cenomaniense medio-superior.

Estos sedimentos pueden interpretarse como depósitos de áreas internas de plataformas carbonáticas muy someras en un ambiente muy tranquilo con escasa agitación.

2.4.2.4. Calizas margosas con *Pithonella* y margocalizas grises (16). Calizas de *Pithonella* y Margas de Reguard. Cenomaniense superior-Turonense

Esta unidad se superpone siempre sobre la unidad 14 con un contacto neto, correspondiente a una superficie de interrupción sedimentaria. Aflora en las mismas áreas que la unidad anterior.

Se han incluido dentro de esta unidad dos litofacies:

Calizas con *Pythonella*: Forman la base de la serie en todas las localidades; en la zona de Peña Madrid constituyen toda la unidad y su espesor es muy reducido quedando en el límite de la escala cartografiable. Normalmente tienen un espesor que varía entre 5 y 30 metros. Son calizas con estratificación decimétrica, de grano fino, de colores verdosos que incluyen abundante glauconita. Presentan numerosas calcisferas y foraminíferos planctónicos. Pueden tener nódulos ferruginosos en los primeros metros. Su base es siempre un contacto brusco sobre las calizas con *Prealveolina* de la unidad precedente. PAPON (1969) cita en esta unidad las especies *Pythonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Globotruncana lapparenti*, *Praeglobotruncana stephani*, *Marginotruncana renzi*, *M. angusticarenata* y *Helvetoglobotruncana helvetica*. Estos fósiles corresponden a la zona de *H. helvetica* (Turonense). Se interpretan como facies de plataforma abierta, representando un fuerte impulso transgresivo.

Margocalizas grises: Sobre las calizas con *Pythonella*, y únicamente en el sector del Baciero, se encuentra una serie de margocalizas de color gris oscuro que pueden contener espículas de esponjas y pequeños nódulos de sílex. Tienen 20 m de espesor, están bien estratificadas y su contenido en carbonato aumenta progresivamente hacia arriba. Estos depósitos serían equivalentes de la unidad "Margas de Reguard" definida por SIMÓ (1985) al este del área de estudio. Se interpretan como facies de facies de plataforma externa a talud.

El contenido fósil de esta unidad indica una edad Turonense inferior a medio.

2.4.2.5. Calizas blancas con rudistas y corales (17). Calizas del Congost. Turonense superior-Coniaciense

Esta unidad resalta netamente en el paisaje por su carácter competente y su color blanco. Destaca sobre todo en el sector del Pico Baciero donde forma los mayores relieves de su vertiente septentrional. Se superpone siempre sobre la unidad anterior con un contacto transicional aunque muy rápido.

Está compuesta por calizas masivas de carácter arrecifal con abundantes corales coloniales y rudistas de tipo radiolítido dispersos en una matriz micrítica de color blanco a gris claro. Se encuentra estratificada en bancos muy potentes y masivos, siendo difícil observar las superficies de estatificación. También se encuentran, preferentemente hacia su parte superior, niveles de calizas bioclásticas de grano grueso de color blanco y textura *grainstone*. En estas facies bioclásticas se ha determinado *Vidalina hispánica* y *Dictyopsella* junto con *Textularia*, *Lenticulina*, *Marsonella*, algas rodofíceas, equinídos y restos de briozoos.

Su espesor en el sector del Baciero es de 200 m, mientras que en el sector de la Peña Madrid tiene una potencia de 150 m; aflora también en el núcleo del anticlinal del Serrado, en dónde sólo puede observarse su parte superior.

Sus características sedimentológicas indican que se trata de depósitos marinos de aguas muy someras; corresponderían a bancos arrecifales y niveles de barras bioclásticas construidas por la acción del oleaje. Su edad, a tenor de su contenido fósil y su posición estratigráfica, puede establecerse como Turonense superior- Coniaciense.

2.4.2.6. Calizas arenosas de pátina roja (18). Coniaciense superior-Santonense inferior

Esta unidad aflora sobre la unidad 17 en los sectores de Baciero y Peña Madrid así como en pequeños afloramientos a lo largo del valle del río Ésera. Está compuesta por calizas arenosas

de grano grueso que tienen una característica pátina rojiza. Se dispone normalmente sobre la formación anterior con la que presenta un contacto transicional. Puede encontrarse también formando intercalaciones de espesor decamétrico dentro de la unidad 22 (Calizas de Aguas Salenz). En la cumbre del Baciero tiene un espesor de unos 300 m, mientras que en área de la Coma (vertiente occidental de la Peña Madrid) disminuye hasta 145 m.

Litológicamente esta unidad está compuesta por calizas arenosas bioclásticas, usualmente de grano grueso, con abundante cuarzo detrítico. En corte fresco estas calizas son de color gris oscuro, pero alteradas presentan colores pardos a rojizos que le dan un aspecto muy característico. Petrográficamente corresponden a *grainstones* de intraclastos y bioclastos, ricos en arena y gravas de cuarzo. Puede estar estratificada en bancos delgados, presentando un aspecto tableado: los bancos incluyen estructuras sedimentarias como laminación paralela y, más ocasionalmente, estratificación cruzada. Algunos niveles incluyen pequeños nódulos de *chert*. Puede también formar bancos métricos de carácter más masivo, con estructuras sedimentarias tractivas como estratificación cruzada planar y de surco y estructuras de deformación hidroplástica. Incluyen abundantes restos fósiles entre los que pueden citarse fragmentos de bivalvos, equinodermos, briozos, serpúlidos, restos de algas rojas y algas codiáceas y numerosos foraminíferos, entre los que destacan miliólidos y *Lacazina*.

Los afloramientos de esta unidad intercalados en las Calizas de Aguas Salenz se encuentran en el área de las Forcas. Corresponden a niveles de calizas arenosas muy bioclásticas de grano grueso y colores rojizos. Normalmente son intercalaciones de carácter métrico, pero pueden tener un espesor superior a los 20 m. Incluyen también numerosos fósiles: restos de bivalvos, ostreidos, equinodermos, miliólidos y *Lacazina*.

Sus características sedimentológicas permiten interpretar estas facies como depósitos de plataforma agitada y margen de plataforma. La edad de esta unidad, atestiguada por la presencia de *Lacazina elongata*, *Nummofallotia cretacea*, *Miscellanea*, y *Cuneonina* puede considerarse como Coniaciense-Santonense.

2.4.2.7. Calizas arenosas marrones (19). Coniaciense superior-Santonense inferior

Esta unidad aflora únicamente en el anticlinal del Serrado. Tiene un espesor máximo de 150 m en el flanco oriental que disminuye progresivamente hacia el oeste por cambio de facies a la unidad 20, hasta desaparecer en el flanco noroccidental. Usualmente presenta una pátina de colores ocres a marronáceos, pero en corte fresco tienen un color gris oscuro.

Está compuesta por calizas arenosas, frecuentemente bioclásticas, de grano grueso y de colores pardos a rojizos. Normalmente está estratificada en bancos gruesos, aunque a veces tiene un aspecto masivo mostrando una fuerte bioturbación y en otros casos incluye niveles tableados con laminación paralela. En algunos de los niveles bioclásticos de tamaño más grueso -que llegan a ser de tamaño grava- pueden reconocerse restos de rudistas de tipo radiolítido, otros bivalvos y corales. Tiene un gran contenido en cuarzo detrítico y frecuentes diseminaciones de pirita que, al oxidarse, dan el color característico a esta unidad.

Tienen una textura *grainstone*, observándose restos bioclásticos redondeados junto a granos de cuarzo de tamaño arena media a gruesa generalmente angulosos pero bien clasificados.

A tenor de sus características sedimentológicas, el medio ambiente de esta unidad se

interpreta como depósitos de barras someras en un ambiente marino próximo a un sistema aluvial que descargaba material terrígeno desde el continente.

Muchos bancos incluyen abundantes macroforaminíferos entre los que PAPON (1969a) cita: *Orbitoides tissoi*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispánica* y *Accordiella*, que según el mismo autor indican una edad Santoniense.

2.4.2.8. Calizas blancas (20). Coniaciense superior-Santoniense inferior

Esta unidad está compuesta por calizas de pátina blanca, que se presentan estratificadas en bancos de varios metros de espesor. Aflora en el núcleo y el flanco occidental del anticlinal del Serrado. Tiene un espesor máximo de 90 m en sus afloramientos más surorientales disminuyendo progresivamente de espesor hacia el noroeste por paso lateral a la unidad 21 (Margas de Egea). Su contacto inferior con la unidad 17, observable en el núcleo del anticlinal corresponde a un contacto litológico neto, mientras que su límite superior es un contacto transicional con las calizas arenosas de la unidad 19.

En corte fresco tienen un color gris a gris oscuro. Se distinguen dos microfacies principales: calizas bioconstruidas de textura *boundstone* y calizas bioclásticas con bioclastos de tamaño arena y textura *grainstone* que se presentan íntimamente interestratificadas. En su parte superior puede incluir pequeñas diseminaciones irregulares de *chert* correspondientes a restos bioclásticos silicificados.

Estos materiales se depositaron probablemente en un medio ambiente marino somero donde coexistían pequeños parches arrecifales junto a barras bioclásticas.

Su edad no puede determinarse directamente a partir de su contenido fósil. Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Coniaciense superior a Santoniense inferior.

2.4.2.9. Margas (21). Margas de Egea. Santoniense inferior

Esta unidad aflora únicamente en el sector del anticlinal del Serrado. Está compuesta por margas calcáreas grises que presentan intercalaciones de niveles más calcáreos con abundantes restos fósiles. Tienen un espesor de 60 m en sus afloramientos más meridionales, mientras que hacia el norte, en el flanco occidental del anticlinal, presenta progresivamente un carácter más carbonatado desapareciendo por cambio lateral de facies a los niveles de calizas bioclásticas de la unidad 23.

Su sucesión vertical muestra una disminución progresiva del contenido en carbonato hacia arriba: así en su parte superior son margas grises bien estratificadas con algunos niveles más carbonatados de aspecto noduloso. En su base esta unidad está constituida por calizas margosas, nodulosas y ligeramente arenosas, con nódulos de *chert* y niveles bioclásticos con fragmentos de rudistas radiolítidos y otros bivalvos.

Entre los restos fósiles, además de los ya citados se reconocen esponjas y *Lacazina* y numerosos restos de bivalvos: hippurítidos usualmente silicificados, inocerámidos y pectínidos. PAPON (1969a) cita además la presencia de ammonites del género *Pachydiscus*.

Se interpretan como depósitos de plataforma media a externa; la evolución vertical de la unidad hacia términos menos carbonatados hacia arriba sugiere una profundización progresiva del medio ambiente de depósito.

2.4.2.10. Calizas micríticas tableadas (22). Calizas de Aguas Salenz. Santoniense

Esta unidad forma los afloramientos más extensos de las sucesiones cretácicas de la hoja de Campo. Está compuesta por una serie extremadamente potente y monótona constituida por calizas tableadas, oscuras, estratificadas en capas de espesor regular en torno a los 20 cm, con bancos de contactos plano-paralelos de extraordinaria continuidad lateral separados por delgadas juntas margosas. Son relativamente frecuentes los niveles con pliegues de deslizamientos gravitacionales. Hacia el oeste pasa lateralmente, en su parte inferior, a la unidad de calizas arenosas rojizas (18), que pueden formar intercalaciones de orden métrico que en ocasiones se han individualizado como niveles guía en la cartografía.

Su espesor en el corte del valle del río Ésera se ha estimado en 3000 m pero muestra variaciones laterales importantes, puesto que tanto hacia el oeste, en la carena de la Peña Madrid, como hacia el este, en la falda meridional del Baciero, su potencia es muy inferior, cercana a los 1000 m. La cartografía detallada de las superficies de estratificación de esta unidad muestra que estas variaciones corresponden a geometrías de abanicos de capas, indicativa de una actividad tectónica sinsedimentaria. Hacia el este, en la falda norte del Pico Cervín, la parte superior de esta unidad presenta frecuentes intercalaciones de niveles margosos pasando lateralmente a la Fm. Margocalizas de Anserola (Un. 24).

Litológicamente corresponden a calizas micríticas, ligeramente arenosas, con pellets y escasos bioclastos, entre los que se reconocen espícululas silicificadas de esponjas, calcisferas, textuláridos, ataxofragmíndidos, rotálicos y secciones de globotruncanas. Como macrofauna se observan restos de equinodermos, braquíópodos y briozos.

Sus características sedimentológicas indican que corresponden a sedimentos en facies de talud y cuenca profunda. Su gran espesor y las fuertes variaciones laterales de potencia indican que su depósito tuvo lugar en una cuenca fuertemente subsidente, que al mismo tiempo era muy pequeña y localizada. La geometría de los abanicos de capas identificados en esta unidad sugiere que el origen y desarrollo de esta cuenca se debe a una serie de fallas normales de geometría lístrica que hundían sus flancos septentrionales. Algunas de estas fallas de orientación NO-SE fueron invertidas durante las etapas compresivas alpinas, presentándose en la actualidad como cabalgamientos (Cabalgamiento de Collubert), mientras que en otros casos conservan su antigua condición (Falla de Las Forcas, ver apartado 3.1). Estas estructuras se desarrollaron durante una etapa extensional que afectó al margen ibérico durante el Coniaciense Santoniense (GARCÍA-SENZ, 2002, McCLAY, 2004).

Entre los escasos restos bioclásticos de interés bioestratigráfico, SOUQUET (1967) cita niveles con Lacazina en la base de la unidad y también en una intercalación de calizas arenosas hacia la mitad de la formación donde clasifica Lacazina compressa, Siderolites y Cuneolina. GARRIDO-MEJÍAS (1973) cita en su mitad inferior *Globotruncana lapparenti*. De acuerdo con los datos de estos autores la edad de las Calizas de Aguas Salenz puede precisarse como Santoniense.

2.4.2.11. Calizas bioclásticas con nódulos de sílex (23). Calizas de Egea. Santoniense

Esta unidad aflora en el anticlinal del Serrado donde constituye la capa dura más externa que dibuja el anticlinal. Fue descrita por PAPON (1969a) con este nombre. Se superpone sobre las margas de Egea (unidad 21) y, en el extremo NO del Anticlinal del Serrado, donde

éstas últimas pasan lateralmente a las calizas blancas (20), las Calizas de Egea se disponen directamente sobre ellas. Tiene una potencia de 84 m en el flanco oriental del anticlinal del Serrado.

La unidad está compuesta por calizas de color gris-pardo con abundantes corales y rudistas que se presentan frecuentemente silicificados; son también muy frecuentes los restos de braquíopodos, clasificados por PAPON (1969a) como *Rhynchonella difformis*.

Esta unidad está compuesta por dos grandes cuerpos litológicos correspondientes a dos secuencias de somerización de gran escala. La inferior incluye en la base niveles de calizas limo-arenosas nodulosas, seguida de niveles bioconstruidos formados principalmente por grandes colonias (hasta 1 m) de corales y rudistas silicificados y a techo niveles de calizas bioclásticas (*grainstone*) de color crema con *Lacazina* estratificados en bancos planoparalelos. La secuencia superior, más potente (53 m), está compuesta fundamentalmente por *grainstones* bioclásticos, con granos redondeados y bien clasificados, entre los que se identifica *Lacazina sp.*, *Ataxofragminidos*, miliólidos, *Idalina*, rotálidos y secciones de rudistas; los bancos presentan estratificación cruzada y paralela, estando mejor definidos hacia el techo.

Estos sedimentos se interpretan como depósitos de plataforma muy someros en ambientes de alta energía, que incluyen sedimentos de barras y secuencias de playa.

PAPON (1969a) cita como fósiles de interés bioestratigráfico, junto a *Lacazina*, *Idalina*, *Nummofallotia cretacea*, *Vidalina hispanica*, *Dicyclina* y *Cuneolina* que, de acuerdo con el autor, indican una edad Santoniense.

2.4.2.12. Alternancia de margas y calizas nodulosas (24). Margocalizas de Anserola. Santoniense

Esta unidad aflora en el sector oriental de la hoja en una serie de aforamientos aislados: entre el pico Cervín y el anticlinal del Serrado donde constituye su envuelta más externa; en un afloramiento aislado al norte de Biescas de Orbara y en la cara sur del pico Baciero en donde alcanza su máximo espesor, próximo a los 400 m. En este último sector se observa claramente como esta unidad pasa lateralmente hacia el oeste a las facies más calcáreas de la Formación Calizas de Aguas Salenz (unidad 22). Hacia el sur desaparece por erosión y es recubierta discordantemente por la unidad 28.

Está compuesta por una alternancia regular de margas y calizas cuyos bancos individuales presentan habitualmente un espesor inferior a 0,5 m. Los bancos calcáreos son usualmente nodulosos lo que caracteriza la unidad. La proporción caliza/marga oscila normalmente entre un 30 y un 40%, pero puede disminuir notablemente en algunos tramos. Son frecuentes los nódulos ferruginosos y la presencia de glauconita. Presentan cicatrices de deslizamientos intraformacionales y pliegues y deformaciones sinsedimentarias.

Se trata de un tramo muy fosilífero, en el que se encuentran numerosos restos de inocerámidos y equinoideos, por lo que esta unidad aparece referida también como "margas con *Micraster*". GARRIDO-MEGIAS (1973) cita la presencia en esta unidad de los equinodermos *Micraster decipiens*, *M. turonensis*, *M. gibbus*, *M. corbaricus*, *M. leskei*, *Echinoconus vulgaris* y *Spondilus spinosus*, que sugieren una edad Santoniense. Presenta asimismo foraminíferos planctónicos que caracterizan la biozona de *Dicarinella concavata*.

El ambiente de depósito de esta unidad, a tenor de sus características sedimentológicas puede interpretarse como de plataforma externa y talud, existiendo abundantes evidencias de la existencia de pendientes deposicionales durante su depósito.

2.4.2.13. Brecha de clastos calcáreos (25). Brecha de Campo. Santoniense superior-Campaniense inferior

Esta unidad se superpone de forma discordante sobre las Calizas de Aguas Salenz y otros términos de la serie Santoniense. Aflora en una banda que cruza la hoja en dirección NO-SE. La distribución geográfica de esta unidad es muy reducida, ya que aparte de los afloramientos presentes en la hoja sólo se encuentran pequeños retazos en la mitad occidental de la vecina hoja de El Pont de Suert.

Tiene una potencia muy variable, correspondiendo su mayor espesor a la sección del río Ésera, donde alcanza un total de 485 m.

Su base es una superficie de discordancia muy espectacular. Se trata de una superficie irregular que muestra dos profundas incisiones en los valles del río Ésera y del Barranco de Yali, separadas por un sector elevado o paleorelieve en la falda SO de la Peña Madrid. Dentro de estas incisiones se encajan los niveles de brechas que solapan progresivamente sobre los márgenes.

El límite superior de esta unidad se ha fijado cartográficamente donde desaparecen los cuerpos masivos de brechas; en la serie situada por encima dominan los niveles margosos que incluyen esporádicamente intercalaciones de niveles de debritas fangosas.

La sucesión vertical de esta unidad muestra un carácter positivo, tanto grano- como estratodecreciente en todos los sectores. Los bloques y olistolitos mayores se localizan en su base, disminuyendo progresivamente su tamaño hacia arriba al igual que sucede con el espesor de los bancos resedimentados

La sucesión del río Ésera es también la que tiene un carácter más competente y masivo, dominando los cuerpos de brechas clasto-soportados, con muy escasas intercalaciones de margas y niveles calcareníticos. Los niveles basales de la unidad corresponden a bancos de ortobrechas de 13 a 22 m de potencia, de carácter masivo con clastos métricos y olistolitos de tamaño decamétrico derivados de las calizas de Aguas Salenz y de las calizas arenosas de la unidad 18 infrayacentes. Estos niveles se encuentran separados por intercalaciones de margas con niveles brechoides de espesor inferior a 5 m o bancos de parabrechas de espesor métrico que forman depresiones en el relieve. La mitad superior de la unidad en esta sección está compuesta casi exclusivamente por niveles de ortobrechas de 5 a 20 m de potencia con bases erosivas y secuencias granodecrecientes; en este tramo las intercalaciones margosas son prácticamente inexistentes.

La secuencia vertical de los elementos resedimentados muestra una aparición progresiva hacia arriba de elementos cada vez más antiguos, así las brechas basales están compuestas exclusivamente de fragmentos de las calizas de Aguas Salenz y calizas arenosas rojizas y hacia arriba van apareciendo progresivamente, primero clastos de calizas turonienses y cenomanienses y, hasta alcanzados los 175 m desde la base de la unidad, no aparecen los primeros fragmentos de ofitas y más arriba lutitas y areniscas rojas triásicas. Esta sucesión de "montaña invertida" se relaciona con el desmantelamiento de relieves previos.

En el perfil del barranco de Yali la sucesión de esta unidad tiene un carácter diferente: los niveles de brechas se encuentran intercalados en una serie de margas azules que incluyen delgados niveles de depósitos de flujos de derrubios y niveles de calcarenitas de carácter turbidítico. En la parte superior se encuentran niveles calcareníticos amalgamados con base plana y laminación paralela, que muestran buena clasificación. Los cuerpos de brechas del barranco de Yali presentan además como característica peculiar un gran porcentaje de cantos de rocas triásicas: arcillas y conglomerados rojos y también fragmentos de ofitas desde la misma base de la brecha, pero más abundantes hacia la parte superior. La sucesión es menos potente en este sector, alcanzando un máximo de 330 m.

En los afloramientos localizados en el sinclinal de Llert esta unidad presenta mucho menor espesor. Los bancos son más delgados no superando la decena de metros. Los niveles de brechas están más organizados y muestran en la mayoría de los casos techos calcareníticos. Incluyen, al igual que en las otras áreas, fragmentos de rocas del cretácico superior, fundamentalmente calizas, junto a clastos de ofitas. En este sector su base no presenta una incisión con geometría de valle incidido, sino que su base es una discordancia de geometría fundamentalmente plana.

Por último esta unidad se encuentra también en un pequeño afloramiento bajo el cabalgamiento de Collubert en la esquina noroccidental de la hoja donde está compuesta por niveles discontinuos de brechas caóticas que incluyen bloques de calizas bioclásticas con *Lacazina*.

La proveniencia de los materiales resedimentados que constituyen estas brechas es difícil de determinar, dada la escasez de criterios directos de paleocorrientes que proporcionan este tipo de depósitos. Por este motivo no existe acuerdo sobre esta cuestión entre los diferentes autores que han estudiado este cuerpo sedimentario. SOUQUET (1967), por criterios paleogeográficos y correlaciones estratigráficas, sugiere un origen septentrional. VAN HOORN (1970) sin embargo considera que la brecha de Campo representa el relleno de un cañón submarino orientado E-O y cuya cabecera se encontraba al O del barranco de Yali; según este autor la mayoría de los afloramientos actuales de la brecha corresponderían a materiales derivados de su margen meridional. GARRIDO-MEJÍAS (1973) sin embargo, basándose en observaciones sobre los pliegues sín sedimentarios presentes en el techo de la unidad propone un área fuente nororiental para los materiales resedimentados que componen la brecha de Campo que pasaría a ser E-O en la unidad *flysch* suprayacente. Finalmente LAGIER (1985) recogiendo los datos de Van Hoorn y analizando el posible origen de los materiales resedimentados que constituyen la brecha propone un área fuente meridional o suroccidental. Esta es también la hipótesis más probable con los datos recogidos en el presente trabajo.

El medio ambiente de depósito corresponde a un sector de talud submarino profundo de fuerte pendiente.

La edad de esta unidad, dado el carácter resedimentado de los elementos que la constituyen y la escasez de sedimentación autóctona es difícil de precisar; sin embargo puede acotarse gracias a los datos aportados por diferentes autores. SOUQUET (1967) encuentra como elementos resedimentados en la brecha *Orbitoides tissoi*, *Nummofallotia cretacea* y *Lacazina* sp. que indicarían, al menos, una edad Santoniense. LAGIER (1985) describe una asociación de nannoplancton calcáreo presente en una intercalación margosa situada a 155 por encima de la base de la unidad en el corte del Ésera, compuesta por: *Prediscophphaera cretacea*,

Briostridium parca, *Cretarhabdus crenilatus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Thoracosphaera deflandrei*, *Cribosphaera ehrenbergi*, *Zygodiscus diplogrammus*, *Eiffelithus eximius* y *E. turrisieiffeli* (det. C. Seyve). Según este autor esta asociación indica una edad Campaniense según la zonación de SISSINGH (1977). De acuerdo con estos datos la edad de la unidad comprendería el Santoniense superior y el Campaniense inferior.

2.4.2.14. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (26). Turbiditas de Vallcarga. Campaniense inferior

Esta unidad se dispone sobre la unidad 25 (Brecha de Campo) y en los puntos donde ésta desaparece por solapamiento sobre las unidades inferiores (sectores de Biescas de Orbara-Aguas Caldas y sinclinal de Llert), se superpone directamente en solapamiento expansivo (*onlap*) sobre la unidad de Margocalizas de Anserola.

Aflora en una amplia banda de orientación NO-SE que cruza la hoja entre el Barranco de La Garona y Aguascaldas donde desaparece por solapamiento sobre las unidades inferiores. Está presente también en el núcleo del sinclinal de Llert en donde se dispone tanto sobre la Brecha de Campo como directamente sobre las margocalizas de Anserola. El carácter sintectónico de esta unidad en relación con el desarrollo del Sinclinal de Llert y el Anticlinal del Serrado se pone de manifiesto claramente en la cartografía geológica. Es ésta puede observarse claras relaciones de *onlap* de diferentes niveles turbidíticos sobre el sustrato de las Margocalizas de Anserola (Un. 24) en el sinclinal y cómo ésta unidad se encuentra ausente en el flanco occidental del anticlinal, que debía constituir un paleoalto ya durante su depósito. Estas relaciones sinsedimentarias en relación con el desarrollo de estructuras compresivas ya han sido señaladas por numerosos autores: SOUQUET (1965), PAPON (1969a,b), VAN HOORN, (1970) GARRIDO-MEGIAS (1973), SIMÓ (1985), FONDECAVE-WALLEZ *et al.* (1989), ARDÈVOL *et al.* (2000), GARCÍA-SENZ (2002), entre otros.

Su contacto inferior sobre la brecha de Campo es un paso gradual aunque rápido en casi todo el ámbito de la hoja. Su contacto superior con la unidad margosa situada por encima (margas de Salás, unidad 28) es relativamente neto: las margas superiores tienen un color gris oscuro que contrasta con los colores gris-claro a blanquecinos de las margas intercaladas entre las turbiditas. En el corte del Río Ésera este límite se corresponde con un nivel de flujos de derrumbios.

Su potencia máxima, medida en la sección del río Ésera, es de 825 m. Muestra una secuencia general claramente granodecreciente: De este modo en su base son frecuentes los niveles de brechas calcáreas clastosportadas y de niveles de flujos de derrumbios (*debris flow*) intercalados en una serie compuesta por una alternancia de margas y niveles resedimentados turbidíticos. Hacia arriba disminuye progresivamente el número y el espesor de los niveles resedimentados. En la parte inferior se encuentran niveles formados por bancos amalgamados de turbiditas silíceas. Los cantos incluidos en los niveles de brechas corresponden mayoritariamente a calizas del Cretácico superior pero se encuentran también clastos de areniscas rojas triásicas que son más abundantes en proporción hacia la parte alta de la unidad.

Esta unidad se depositó en un ambiente de talud y cuenca submarina con aportes de materiales terrígenos depositados por corrientes turbidíticas y de clastos de naturaleza calcárea y depósitos de deslizamientos gravitacionales derivados de las áreas de talud. Regionalmente

estos depósitos forman parte de una cuenca turbidítica orientada E-O desarrollada como respuesta a las primeras etapas compresivas durante el Cretácico superior.

Las paleocorrientes medidas en esta unidad en el ámbito de estudio muestran una procedencia del SO en la banda de afloramientos principal y, mayoritariamente del oeste, en el sector del sinclinal de LLert, en donde los datos muestran una mayor dispersión (VAN HOORN, 1970). En las áreas pirenaicas más orientales donde aflora esta unidad (sector de La Pobla de Segur), sin embargo, las paleocorrientes indican un sentido de transporte predominante hacia el O y NO (SIMÓ 1985), lo que pone de evidencia la existencia de dos sistemas turbidíticos coalescentes con áreas fuente diferentes. Esta interpretación se ve apoyada por los datos petrográficos aportados por VAN HOORN (*op. cit.*), que identifica cuarzos policristalinos de naturaleza diferente en ambos sistemas.

La edad de esta unidad puede deducirse del contenido en foraminíferos planctónicos, así GARRIDO-MEJÍAS (1973) cita en esta unidad *Globotruncana elevata elevata* y *Globotruncana elevata stuartiformis* que indican una edad Campaniense.

2.4.2.15. Brechas del Serrado (27)

Esta unidad aflora fundamentalmente en la vecina hoja del Pont de Suert, y sólo un pequeño retazo se encuentra en el ámbito de la presente hoja en el área del Collado de la Plana sobre el Anticlinal del Serrado. Los afloramientos de esta unidad consisten en dos masas separadas por una falla de orientación NE-SO. Su disposición general es la de un pliegue sinclinal, disponiéndose discordantemente sobre las calizas de Egea (23) y las margocalizas de Anserola (24). Está compuesta por niveles de brechas con intercalaciones de margas, bancos de debritas fangosas y niveles de turbiditas terrígenas rotos y plegados de forma contemporánea a la sedimentación.

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten interpretarla como depósitos de un sistema de talud carbonatado.

La presencia de *Navarella joaquinii*, citada por PAPON (1969a,b) en los vecinos afloramientos de esta unidad en el Collado de La Plana atestigua su edad Campaniense.

2.4.2.16. Margas grises con niveles de brechas (28). Margas de Salás. Campaniense superior-Maastrichtiense superior

Esta unidad aflora ampliamente en la hoja, formando el valle alargado en dirección NO-SE en donde se asienta la localidad de Campo. Hacia el oeste se extiende, pasando por el collado de Collubert, sobre la falda septentrional de la Peña Montañesa. Su espesor es variable debido al carácter sintectónico del depósito de esta unidad, alcanzando un máximo de 1500 m en el corte del Ésera.

Esta unidad se puede dividir en dos miembros separados por una intercalación calcárea presente en su parte central que puede seguirse a lo largo de casi toda la hoja. Este nivel se ha distinguido en la cartografía como un nivel guía ya que su reducido espesor, inferior a 22 m, impide su representación. Está compuesto por alternancias de calizas y margocalizas de colores blanquecinos, aumentando progresivamente hacia arriba la proporción de contenido carbonatado. En su parte inferior incluye varios niveles de pliegues intraformacionales y deformaciones sín-sedimentarias.

El miembro inferior de la unidad, por debajo del nivel guía carbonatado tiene un espesor de 625 m en la transversal del río Ésera. Está constituido mayoritariamente por margas gris-azuladas, de carácter deleznable. En su base puede incluir niveles brechoides de carácter fango-soportado con clastos de calizas e intercalaciones esporádicas de niveles de turbiditas terrígenas muy delgados (inferiores a 15 cm. de espesor) que normalmente están intensamente bioturbados. Intercalados en este miembro y adosados al flanco occidental del anticlinal del Serrado, se encuentran varios niveles de parabrechas correspondientes a depósitos de debritas fangosas con clastos de calizas derivados de las unidades cretácicas aflorantes en el anticlinal. Presenta también numerosos indicios de la existencia de pendientes sindeposicionales, como cicatrices de deslizamientos gravitacionales y niveles de *slump*. Las direcciones de transporte deducibles de estas estructuras indican un área fuente situada al este. Este miembro muestra un claro carácter sintectónico relacionado con el desarrollo del anticlinal del Serrado, que se manifiesta en numerosas evidencias:

1. El ya mencionado *onlap* de los niveles de brechas.
2. La distribución de espesores de la unidad, que son máximos en el flanco oeste de la estructura, disminuyendo hacia el O, aspecto remarcado por el nivel guía calcáreo presente en su parte media.
3. El contacto erosivo de la base de este miembro sobre el flanco del anticlinal con importantes incisiones en la sucesión estratigráfica.
4. La fosilización de un sistema de pequeñas fallas normales desarrolladas en la charnela del anticlinal por los esfuerzos de tensión.

La edad de este miembro inferior es *Campaniense-Maastrichtiense* inferior, comprendiendo las biozonas de foraminíferos planctónicos de *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata* y *Gansserina gansseri*.

El miembro superior de la unidad tiene un espesor de 850 m y presenta un contacto muy neto con el nivel guía carbonatado de su parte central. Sobre éste se encuentra un tramo de lutitas de color gris oscuro a negro que pasan hacia arriba a margas de color gris con esporádicas intercalaciones de niveles arenosos centimétricos. Este tramo presenta una secuencia somerizante: hacia arriba aumentan progresivamente las intercalaciones de niveles arenosos, siendo su techo un paso gradual a la formación de las areniscas de Aren suprayacentes. La edad de este tramo superior es ya Maastrichtiense superior, zona de *Abathomphalus mayaroensis* como atestiguan LOPEZ-MARTINEZ et al. (2001). Estos autores describen una fauna característica de esta biozona: *Abathomphalus mayaroensis*, *Contusotruncana contusa*, *C. walfischensis*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Pseudotextularia intermedia*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Rugoglobigerina hexacamerata* en una muestra situada en su parte más baja recogida en las proximidades del río Ésera.

Su medio de depósito corresponde a facies de cuenca de gran profundidad que incluyen sedimentos resedimentados procedentes de los taludes de la cuenca. La mitad superior de la unidad muestra una clara secuencia somerizante, pasando de depósitos con características turbidíticas a facies de prodelta de características cada vez más someras.

Como se ha detallado con anterioridad la edad de esta formación, determinada por medio de foraminíferos planctónicos, es Campaniense medio a Maastrichtiense superior.

2.4.2.17. Areniscas, margas y calizas arenosas (29). Arenisca de Arén. Maastrichtiense superior

Esta unidad aflora sobre las margas de Salás con las que muestra un contacto gradual. Su espesor en el corte del río Ésera es de 250 m. Está constituida por areniscas con intercalaciones de lutitas y limos arenosos. Su evolución vertical muestra un aumento progresivo hacia arriba del contenido terrígeno de tamaño arena y una disminución paralela de las intercalaciones lutíticas. Cartográficamente está compuesta por cuerpos de arenisca de geometría sigmoidal de dimensiones kilométricas que se relevan progresivamente de este a oeste y que se interdigitan en su parte inferior con los niveles margosos de la unidad infrayacente.

La base de la unidad está compuesta por niveles de espesor métrico de areniscas limosas de grano fino a medio, que presentan una intensa bioturbación que apenas deja entrever la laminación paralela original. Están escasamente cementadas, e incluyen cantos blandos y algunos restos orgánicos dispersos entre los que destacan fósiles de ostreidos. En los niveles lutíticos que separan los bancos arenosos pueden encontrarse intercalados delgados niveles turbidíticos con secuencias de Bouma incompletas Tbc. Hacia arriba aumenta la proporción de areniscas sobre las lutitas y el grado de consolidación de las areniscas es mayor, presentando un cemento calcáreo. También son más frecuentes las estructuras sedimentarias, observándose estratificaciones cruzadas de media y gran escala.

Los 45 m superiores de la unidad, observables en la carretera de Campo a Graus, tienen un carácter carbonatado; en él pueden distinguirse dos conjuntos: un tramo inferior bien estratificado compuesto por niveles de base erosiva con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo con numerosos cantos blandos y sobre él un conjunto masivo de 28 m de potencia compuesto por calizas bioclásticas arenosas, de grano medio a fino, que muestran ocasionalmente estratificación cruzada de bajo ángulo; algunos niveles incluyen abundantes macroforaminíferos entre los que se reconocen *Orbitoides* sp. y *Omphalocyclus* sp.

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten interpretarla como depósitos de frente deltaico y plataforma somera, en la que ocasionalmente se desarrollan barras carbonatadas.

La edad de esta formación, a tenor de su posición estratigráfica y contenido fósil puede establecerse como Maastrichtiense superior.

2.4.2.18. Arcillas rojas, margas negras y areniscas (30). Maastrichtiense superior-Paleoceno

Este tramo cartográfico incluye los depósitos de materiales dominanteamente arcillosos de facies continentales y de transición situados entre el techo de la Arenisca de Arén y la base de la primera barra carbonatada (Un. 31), cuya edad es ya considerada paleocena. Esta unidad se encuentra presente únicamente en la mitad oriental de la hoja, desapareciendo hacia el oeste por cambio de facies. Se corresponde con la formación Laspún, definida por GARRIDO-MEJÍAS (1973).

El punto más accesible para observar su sucesión es el corte del río Ésera. En este sector tiene una potencia total de 63 m y puede dividirse en tres conjuntos

1. Su parte inferior (27 m) no es observable en esta localidad al encontrarse cubierta, pero 3 Km más al este, en las proximidades del vértice Santa Cruz, en el extremo oriental de la Sierra de Morillo, puede observarse con detalle. En este punto la parte superior de la Formación de Arén está compuesta por calizas arenosas con ostreidos

y su techo se encuentra rubefactado; inmediatamente encima se encuentran unos niveles de arcillas rojas. Este límite, de acuerdo con CUEVAS MARTÍNEZ (1989, 1992), ARDÈVOL *et al.* (2000) y LÓPEZ-MARTÍNEZ *et al.* (2001) es un contacto de paso lateral fuertemente diacrónico hacia el este que está jalónado en numerosas localidades por una serie transicional con niveles de arcillas grises y bancos de carbón que se ha descrito como Formación Posa (CUEVAS MARTÍNEZ, 1989). Estos sedimentos pueden interpretarse como depósitos continentales de llanura aluvial.

2. Los primeros sedimentos de carácter marino de esta unidad presentan un contacto basal neto, de carácter erosivo sobre el conjunto continental infrayacente. Están compuestos por un tramo basal de 4,7 m de espesor de areniscas grises, de grano fino, muy bioturbadas; su parte inferior (1 m) es masiva, pero hacia arriba se encuentra muy bien estratificada en bancos delgados (20 a 30 cm) que muestran secuencias granodecrecientes con nódulos de pirita y *ripples* y bioturbación a techo. Estos niveles son muy ricos en el macroforaminífero *Laffiteina bibensis*. En una de las secciones de la Sierra de Morillo los niveles equivalentes a éstos incluyen bancos de areniscas de morfologías canaliformes con cuerpos que se amalgaman lateralmente. Estos depósitos representan muy posiblemente el relleno de canales mareales. Por encima de esta unidad arenosa se encuentra un tramo de 11 m de espesor de margas de color gris oscuro monótonas, y ricas en *Laffiteina bibensis*, que incluyen en su parte central una intercalación de areniscas grises tableadas con bancos de 10 cm de espesor y escasa continuidad lateral. Este tramo se interpreta como sedimentos de estuario depositados durante una etapa transgresiva. Sobre el nivel margoso se encuentra de nuevo una serie de areniscas de tamaño de grano arena media que se encuentran muy bioturbadas y estratificadas en bancos gruesos de carácter granodecreciente. Su base es una superficie muy neta que podría corresponder a una superficie de retrabajamiento de oleaje. Uno de los bancos de la mitad superior tiene una base conglomerática; en su parte superior incluye restos de rudistas *in situ*, clasificados por E. Vicens (com. pers.) como *Biradiolites ara* y *Monopleura* sp. El techo de este paquete es un estrato de areniscas de color rojizo con estratificación cruzada de bajo ángulo y numerosos restos bioclásticos, entre los que EICHENSEER (1988) cita la presencia del ammonites *Pachydiscus gollevillensis* del Maastrichtiense superior. Este es el nivel de la unidad que presenta unas facies de mayor profundidad dentro de un ambiente de plataforma somera.
3. Por encima del conjunto arenoso anterior, se dispone con un contacto neto un tramo de 2 m de lutitas negras con restos vegetales; en su base se encuentran también numerosos ejemplares de *Laffiteina bibensis*. En estos niveles Y. Tambareau y J. Villatte (com. pers.) encuentran las especies de carofitas: *Peckichara llobregatensis*, *Platychara* sp. y *Maedleriella premichelina* que podrían indicar una edad ya paleocena (FEIST y COLOMBO, 1983). Estos niveles arcillosos se intercalan en su parte superior con bancos de dolomicritas amarillentas que aumentan en frecuencia y espesor hacia arriba; en su techo presentan coloraciones rojizas, trazas de raíces otros y restos de pedogénesis. Estos depósitos pueden interpretarse como depósitos de áreas internas de una llanura mareal. Por encima de estos últimos depósitos se encuentra un cuerpo de 4,6 m de areniscas tableadas de grano muy fino con intercalaciones de arcillas oscuras que en conjunto muestran una estratificación cruzada de bajo ángulo

y geometría sigmoidal, atribuible a la acreción lateral de una barra de meandro fluvial. Los bancos que componen esta estructura presentan *ripples*, bioturbación, estratificación lenticular y *flaser*. El conjunto está coronado por niveles de arcillas rojas con trazas de raíces; todo este tramo puede interpretarse como la secuencia de relleno de un canal fluvial con retrabajamiento mareal incidido en las áreas más distales de la llanura costera. Los últimos tramos de unidad 30 corresponden a un paquete de 4,5 m de arcillas sin consolidar, de colores rojizos en la base y grises hacia la parte superior que culminan en su techo en un banco de 20 cm de calizas palustres de color blanco, que presenta una continuidad notable por debajo de la superficie erosiva de la base de la siguiente unidad ya que se reconoce en varias localidades de la Sierra de Morillo, situadas hasta 3 Km al este.

La edad de esta unidad presenta motivos de discusión. A pesar de que la aparición de *Laffiteina bibensis* se ha utilizado como marcador de la base del Daniense (GARRIDO-MEGIAS y RÍOS-ARAGÜES, 1972; BLANC, 1975; FEIST y COLOMBO, 1983; SERRA-KIEL *et al.*, 1998) la edad Maastrichtiense de la parte inferior de la unidad parece claramente atestiguada por los restos de rudistas y sobre todo de ammonites, presentes en niveles estratigráficamente superiores. La edad de su parte superior es muy probablemente Daniense aunque los datos disponibles de carofitas no son muy fiables. Sin embargo los análisis palinológicos de muestras recogidas en el nivel más alto de esta unidad muestran una relación esporas/polen típica del Terciario por comparación con series de la Cuenca de Àger (serie de Fontllonga; FERNÁNDEZ-MARRÓN *et al.*, 2000, 2004). Así pues la edad Maastrichtiense de los depósitos basales está claramente establecida, y hay también indicios razonables de que su parte superior es Daniense.

2.5. PALEOCENO

Los afloramientos de las unidades cartográficas de edad Paleoceno forman una banda continua que cruza diagonalmente la hoja en dirección NO-SE. Su carácter mayoritariamente carbonatado hace que constituyan elevados relieves (Peña Montañesa, Sierra Ferrera, Sierra de Santa Cruz). Hacia el este, ya fuera del ámbito de la presente hoja, estas unidades pasan a depósitos continentales de naturaleza fundamentalmente arcillosa.

La sección más accesible y mejor expuesta de estos depósitos, es la proporcionada por la garganta del río Ésera en las proximidades de la localidad de Campo. Este corte ha sido objeto de numerosos trabajos bioestratigráficos y sedimentológicos, ya que la sección eocena suprayacente fue definida como paraestratotipo del piso llerdiense (SCHAUB, 1969). De este modo, los depósitos del Paleoceno e llerdiense inferior de este corte han sido objeto de atención por numerosos autores entre los que cabe citar: GARRIDO-MEGIAS y RIOS-ARAGÜES (1972), GARRIDO-MEGIAS (1973), TAMBARÉAU y VILLATE (1974), ROBADOR *et al.* (1990), SERRA-KIEL *et al.* (1994), PAYROS *et al.* (2000) y MOLINA *et al.* (2003). El conjunto de afloramientos paleocenos ha sido también objeto de dos Tesis de Doctorado realizadas en la década de los 80 del pasado siglo bajo la dirección del profesor Luterbacher (EICHENSEER, 1988 y VAN DEN HURK, 1989).

2.5.1. Dolomías y calizas blancas (31). Daniense-Selandiense

Esta unidad corresponde a un tramo calcáreo que destaca en el paisaje. Su mitad superior presenta una variación de facies a lo largo de la hoja hacia el extremo NO, en donde puede intercalar algunos niveles de calizas arrecifales.

En la sección de Campo esta unidad corresponde a un tramo calcáreo de aspecto masivo en su parte inferior y más tableado a techo. Su base es una superficie erosiva sobre las calizas palustres blancas, que constituyen el techo de la unidad inferior. Tiene un espesor de 61 m y puede dividirse en tres tramos:

1. Un conjunto inferior de 8 m de espesor de dolomías secundarias de textura sacaroidea y color gris oscuro con fantasmas de gasterópodos, ostrácodos y algas rojas. La textura de la roca original, reconocida en algunas muestras, oscila entre *packstone* y *bindstone* de algas rojas. Se interpretan como depósitos de plataforma carbonática somera.
2. Un tramo central compuesto por 29 m de dolomicritas y calizas micríticas de colores gris claro a blanquecinos con porosidad fenestral, *Microcodium* y escasos restos de carofitas que presentan algunas delgadas intercalaciones en su parte central de calizas con miliólidos y dolomías oscuras. Estos depósitos pudieron haberse depositado en ambientes muy internos de una llanura de mareas, en transición a lagunas salobres costeras con frecuentes etapas de exposición subárea.
3. Un paquete superior constituido por 24 m de dolomicritas blancas bien estratificadas a tableadas con intercalaciones de niveles de margas verdosas. Presentan porosidad fenestral y *Microcodium*. De forma característica, este tramo presenta en su mitad superior niveles oolíticos dolomitizados. Los oolitos están muy bien clasificados y tienen un tamaño menor de 0,6 mm. A techo, este tramo intercala margas dolomíticas verdosas y dolomicritas con frecuentes hiladas de nódulos de chert, en las que se han identificado restos de peces (J. Villatte, com. pers.). Este tramo se interpreta como facies de *lagoon*, ocasionalmente hipersalino, incluyendo una parte del sistema de isla barrera representado por los niveles oolíticos.

El tramo inferior de dolomías oscuras es reconocible con características muy similares en toda la hoja. Su espesor aumenta hacia el NO donde alcanza unos 45 m en la sección de la Peña Montañesa (VAN den HURK, 1989).

Los dos tramos superiores sin embargo cambian lateralmente de facies hacia el NO haciéndose progresivamente más carbonatados. Así en la sección de la Peña Montañesa, VAN den HURK describe en la parte inferior de estos niveles intercalaciones de barras bioclásticas con miliólidos y fragmentos de algas y niveles de calizas bioconstruidas con algas y corales y bancos biostrómicos con la misma asociación arrecifal en la superior. Estos niveles, que tienen espesores inferiores a 5 m, se encuentran interestratificados en una serie dolomítica de características brechoides. El conjunto de la unidad tiene en este punto 100m de espesor, de los cuales 55 corresponden a los niveles equivalentes de los dos tramos superiores de la serie de Campo.

Este tramo fue probablemente depositado en ambientes sedimentarios que oscilaban desde ambientes marinos de plataforma somera a ambientes restringidos de *lagoon* ocasionalmente hipersalino que hacia el SE pasaban a medios intermareales transicionales con emersiones periódicas.

La edad de esta unidad no puede precisarse directamente a partir de su contenido fósil, pero su posición estratigráfica y su correlación con las unidades del Pirineo occidental permiten atribuirle una edad Daniense-Selandiense.

2.5.2. Arcillas rojas y carniolas (32). Selandiense - Thanetiense basal

Esta unidad forma una cuña de materiales más erosionables intercalada entre la serie carbonatada paleocena. Se distingue únicamente en la mitad oriental de la hoja, despareciendo 2 Km al O de la falla de la Foradada por cambio de facies con las unidades Infra- y suprayacentes. Está compuesta por arcillas de colores rojizos, blanquecinos, grises y negros con intercalaciones de brechas calcáreas y niveles de paleosuelos.

Nuevamente, es en la sección de Campo donde esta unidad aparece mejor expuesta y es más fácilmente accesible. En este punto presenta un espesor de 41 m y en ella pueden reconocerse 4 conjuntos:

1. Un tramo de 10 m de espesor compuesto por brechas oquerosas (carniolas) con clastos angulosos de tamaños variables de dolomícritas, calizas laminadas, nódulos de chert y otras carniolas. Tiene una potencia total de 10 m y puede presentar intercalaciones y pasos laterales a niveles de arcillas blanquecinas y rojas, sobre todo en su parte inferior. Por encima se encuentran niveles de arcillas calcáreas blancas a gris verdoso que incluyen niveles de brechas irregulares y cantos sueltos de calizas micríticas. Estos sedimentos se interpretan como una brecha de colapso producida por la disolución de depósitos evaporíticos interestratificados que pudieron corresponder originalmente a depósitos de sabkha.
2. Un nivel de 15 m de potencia compuesto por arcillas de colores blanquecinos, rojo-vinosas y grises con trazas de raíces y alteraciones pedogenéticas con intercalaciones de carniolas, calizas micríticas oscuras, dolomícritas y margas gris verdosas.
3. Un complejo edáfico de 6 m de espesor correspondiente al denominado "Horizonte Colmenar-Tremp" (EICHENSEER, 1988). En esta sección este horizonte está compuesto por dos niveles: un tramo inferior de calizas palustres edafizadas, con brechificación y raíces, y un paquete superior formado por un suelo calciomorfo con características de caliche de casi 2 m de potencia. Según EICHENSEER (1988), este complejo de paleosuelos sería equivalente lateral de una catena edáfica de amplia distribución regional, reconocible desde Serraduy hasta Tremp.
4. Un tramo de 10 m de potencia constituido por arcillas y margas de colores rojizos a gris oscuro y negro con una intercalación de dolomías sacaroideas en su parte central. Estos depósitos se interpretan como facies de llanura costera a llanura de mareas.

El Horizonte de Colmenar Tremp se reconoce también en todo el ámbito de la hoja, también al oeste del meridiano de Campo (VAN den HURK, 1989), constituyendo, en los lugares donde no se ha representado la presente unidad, el límite entre las unidades cartográficas 31 y 33. Esta amplia distribución lateral con una misma sucesión estratigráfica es indicativa de que el horizonte Colmenar-Tremp debe representar un importante límite de secuencia tal como ha señalado numerosos autores EICHENSEER (1988), VAN den HURK (1989), ROBADOR (1990). La coincidencia de límites de secuencias deposicionales en sucesiones continentales con niveles de paleosuelos de gran continuidad lateral que presentan características que indican un buen drenaje ha sido señalada por numerosos investigadores (AITKEN Y FLINT, 1995, 1996; WRIGHT Y MARRIOTT, 1993; PLINT *et al.*, 2001, entre otros). La importancia regional de esta discontinuidad estratigráfica fue primeramente puesta de manifiesto por ROBADOR (1990) y ROBADOR *et al.* (1991). Corresponde a la interrupción estratigráfica más importante

de la sucesión paleocena, reconocible en todo el ámbito pirenaico; su origen se relaciona con una caída eustática del nivel del mar.

La posición estratigráfica de esta unidad intercalada entre las unidades 31 y 33, junto con la presencia de la discontinuidad del Paleoceno Medio en su parte central permite considerar que su edad debe abarcar el intervalo Selandiense-Thanetiense inferior.

2.5.3. Calizas con algas y calcarenitas (33). Thanetiense

Esta unidad está representada por un potente paquete calcáreo que presenta unas características litológicas bastante homogéneas en todo el ámbito de la hoja. Su límite inferior es una superficie erosiva que la separa de los depósitos arcillosos del techo de la unidad infrayacente (Un. 32); mientras que su techo corresponde a una discontinuidad sedimentaria fosilizada por un conjunto margoso. Corresponde a la parte inferior de la Fm. Navarri de GARRIDO-MEGIAS (1973).

Su mejor sección y la más accesible se encuentra sobre la carretera A-139 al norte de Morillo de Liena donde tiene un espesor de 94 m

En este corte su base está compuesta por dolomías arenosas que pasan rápidamente hacia arriba a calizas bioclásticas de textura *packstone* a *grainstone* de tamaño de grano medio a muy grueso con miliólidos y restos de algas calcáreas. Presentan numerosas secuencias de tendencia estrato- y granocreciente hacia arriba. Este tramo tiene un espesor de 38 m y presenta una tendencia progradacional y abundantes estructuras sedimentarias, tales como estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación de *ripple* de corriente y oscilación. Estas características sugieren que estos depósitos corresponden a sistemas de playa barrera con subambientes de *shoreface* a *foreshore*.

Sobre este primer conjunto se encuentra un tramo de 40 m de espesor en el que alternan tres tipos de facies distintas: 1) niveles de calizas muy oscuras de matriz micrítica ocasionalmente muy bioturbadas con *Glomalveolina primaeva*; 2) calizas bioclásticas claras de textura *packstone* a *grainstone* con numerosos restos de miliólidos y *Glomalveolina primaeva*, que pueden presentar una base erosiva y secuencias granodecrescentes hacia arriba y 3) calizas bioclásticas de color gris oscuro con miliólidos y *Fallotella alavensis* y *Vania anatolica*. En conjunto estos depósitos corresponden probablemente a ambientes de margen de *lagoon* entre los que se intercalan las facies de micritas negras de bahía con depósitos de canales posiblemente mareales y cuerpos bioclásticos del margen de playa barrera.

La parte superior de la unidad está compuesta por un conjunto complejo compuesto por margas calcáreas y dolomías y calizas con laminaciones de origen algal. Se encuentran también intercalaciones de niveles de dolomicritas y margas dolomíticas con pseudomorfos de cristales de yeso y grietas de desecación. En la base de este tramo TAMBARÉAU *et al.* (1992) describen restos de vertebrados junto a ostrácodos, dientes de peces de agua dulce, foraminíferos reelaborados y una flora de carofitas entre las que determinan *Microchara vestita* y *Peckichara sp*. Este tramo puede interpretarse como sedimentos inter- a supramareales, depositados en una llanura costera ocasionalmente hipersalina con intercalaciones de facies fluviales. El techo está constituido por margas de color gris oscuro con intercalaciones de bancos canaliformes de calizas bioclásticas bioturbadas con ostreidos que se interpretan como depósitos de llanura mareal.

La mitad superior de esta secuencia incluye una gran cantidad de macroforaminíferos: *Glomalveolina primaeva*, *Vania anatolica* y *Fallotela alavensis* (ROBADOR, 2005) característicos de la biozona SBZ-3 definida por SERRA-KIEL *et al.* (1998) que permiten precisar su edad como Thanetiense inferior.

2.5.4. Calcarenitas y calizas con corales (34). Thanetiense

Esta unidad está compuesta por un conjunto generalmente bien estratificado de calizas bioclásticas arenosas que en su parte superior intercalan niveles bioconstruidos con un espesor métrico compuestos por algas y corales. En los sectores occidentales (Peña Montañesa) esta unidad destaca netamente sobre la unidad inferior por su contenido arenoso lo que le da un tono grisáceo-pardo que permite su rápida identificación en el paisaje. Hacia los sectores orientales se presenta como un conjunto de calizas bioclásticas bien estratificadas que presentan cerca de su base una intercalación margosa.

En la sección de Campo la base de esta unidad es un tramo de calizas arenosas que tiene en su base una superficie erosiva que la separa de los depósitos arcillosos del techo de la unidad infrayacente (Un. 33), mientras que su techo corresponde a una neta superficie de discontinuidad sedimentaria. Corresponde a la parte superior de la Fm. Navarri de GARRIDO-MEGIAS (1973).

Más detalladamente, en la sección de Campo esta unidad presenta la siguiente sucesión:

Un tramo masivo de 14 m de espesor de calizas arenosas groseramente estratificadas. Incluye numerosos restos bioclásticos, entre los que se encuentran miliólidos, rotálicos, *Assilina* sp. (TAMBAREAU y VILLATTE, 1974) y fragmentos de equinodermos y algas rojas. Presenta numerosas estructuras sedimentarias entre las que se encuentran estratificación cruzada de bajo ángulo en su parte inferior y laminación paralela y cruzada en su mitad superior. Todas estas características sugieren que su depósito tuvo lugar en un ambiente muy energético y relativamente profundo y probablemente corresponde a un nivel transgresivo que incluye depósitos de shoreface.

Un tramo blando de 7,5 m de potencia compuesto por margas y margocalizas grises bioturbadas. Entre los restos orgánicos se reconocen ostreidos, serpúlidos, restos de equinodermos, *Dentalium* sp., *Assilina azilensis* y *Assilina yvettae*. PAYROS *et al.* (2000) describen en este nivel numerosas especies de nannoplanton calcáreo: *Discoaster multiradiatus*, *Scapholithus apertus*, *Toweius pertusus* y *Coccolithus pelagicus*, indicativos de la zona NP-9. Este tramo se interpreta como facies de rampa distal y representa el intervalo de mayor profundidad de esta unidad.

Un conjunto de calizas bioclásticas de textura *packstone* a *grainstone*, de base arenosa con un espesor de 27 m. Se encuentran en este nivel grandes formas sedimentarias de hasta 3 m de altura con estratificación cruzada sigmoidal a gran escala interrumpida por superficies de reactivación. Las paleocorrientes indican una dirección de transporte hacia el SE. Algunos de los niveles bioclásticos de la parte superior presentan en su base un depósito residual constituido por calizas bioclásticas de tamaño grava fina con numerosos restos bioclásticos. El contenido fósil incluye fragmentos de equinodermos y ostreidos, *Assilina azilensis*, *Assilina yvettae* y *Glomalveolina levigata*. Estos sedimentos se interpretan como depósitos correspondientes a un sistema de barras litorales, probablemente con influencia mareal como sugiere la geometría sigmoidal de los foresets y la presencia de superficies de reactivación.

El techo de la unidad está constituido por un tramo de 6 m de espesor de calizas con algas rodofíceas que hacia arriba incluyen también restos de corales. Entre las algas calcáreas presentes en este nivel, TAMBAREAU y VILLATTE (1974) citan: *Polystrata alba*, *Distichoplax biserialis* y algas melobesias. En su base se encuentran numerosos rodolitos de algas rojas de hasta 10 cm de diámetro embebidos dentro de una matriz de calizas bioclásticas de textura *grainstone* con *Glomalveolina levis*. Hacia arriba las algas rojas se disponen formando construcciones de textura *bindstone*, entre las que se desarrollan corales y briozoos, que son más abundantes hacia la parte superior formando un pequeño episodio arrecifal. Entre los componentes orgánicos de este episodio TAMBAREAU y VILLATTE (1974) citan algas corallináceas no geniculadas, dasicladáceas, *Parachaetetes asvapati*, corales y *Solenomeris*. El techo de este tramo corresponde una superficie de intensa alteración pedogenética atestiguada por un tramo brechificado con abundantes restos de *Microcodium*. Estos rasgos sugieren una exposición subaérea prolongada correspondiendo este contacto a una interrupción sedimentaria muy importante sobre la que se disponen de forma brusca depósitos continentales de la base de unidad suprayacente.

Esta unidad presenta unas características bastante similares en toda la hoja, aunque su contenido detrítico es mayor en los sectores occidentales (Peña Montañesa).

La asociación de macroforaminíferos presentes en esta unidad (*Assilina azilensis*, *Assilina yvetteae* y *Glomalveolina levis*) es característica de la SBZ-4 (SERRA-KIEL et al., 1998). Asimismo los ejemplares de nannoplancton calcáreo citados por PAYROS et al. (2000) y PUJALTE et al. (2003) en la sección de Campo indican que en esta unidad se encuentran representadas las zonas NP9 y NP10 de la zonación de MARTINI (1971). Datos magnetoestratigráficos proporcionados por Pujalte et al. (2003) señalan la existencia de una zona de polaridad normal en la base de esta unidad que los citados autores identifican con el cron 25 n, aunque muestran reservas sobre la fiabilidad de los datos debido al patrón irregular de la señal magnetoestratigráfica de la sucesión. Todos estos indicios coinciden en precisar una edad Thanetiense superior para la unidad.

2.5.5. Arcillas rojas y areniscas (35). Thanetiense-llerdiense

Esta es una unidad poco potente, de carácter recesivo, compuesta mayoritariamente por sedimentos arcillosos que aflora en la mitad oriental de la hoja desapareciendo al oeste del meridiano de Campo por paso lateral con las unidades Infra- y suprayacentes. Su espesor aumenta hacia el SE, alcanzando un máximo de 20 m en el área de Castellar.

En el corte de Campo, donde este tramo ha sido estudiado con mayor detalle, está formado por tres conjuntos:

Un nivel inferior de 5 m de espesor de arcillas de colores grises y amarillentos. Estos materiales contienen restos de carofitas, atribuidas por MASSIEUX y TAMBAREAU (1978) a la especie *Stephanochara levis* y algunos restos vegetales carbonizados.

Un tramo central de 2,5 de espesor consistente en una amalgamación de bancos de areniscas microconglomeráticas con geometría canaliforme, granoclasicación positiva y laminación cruzada de surco y paralela.

Un conjunto superior compuesto por 2,45 m de limos arenosos con pequeños nódulos calcáreos de origen edáfico, rizocreciones y rasgos de hidromorfismo, a su vez recubiertos

por un nivel de calizas micríticas arenosas con carofitas e indicios de pedogénesis (PAYROS et al., 2000) sobre el que se encuentran arcillas verdosas.

En los nódulos calcáreos de los limos arenosos de la parte alta de la serie SCHMITZ y PUJALTE (2003, 2007) citan valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ de entre -8 y -11 característicos de la señal isotópica (*carbon isotopic excursion: CIE*) asociada al intervalo de calentamiento global del límite Paleoceno-Eoceno (*Paleocene-Eocene thermal maximum: PETM*), establecida como criterio para la situación del límite conoestratigráfico (GSSP) de la base del Eoceno (AUBRY, 2007).

El tramo detrítico central presenta continuidad lateral al este de la sección de Campo, pudiendo reconocerse también en la sección de Castellar. Su posición estratigráfica, atestiguada por los datos isotópicos indica que representa un equivalente lateral de un delgado nivel conglomerático ampliamente repartido a lo largo de la Cuenca de Tremp-Graus, definido formalmente como Miembro Conglomerados de Claret (PUJALTE y SCHMITZ 2005).

La presencia de restos vegetales, carofitas y la ausencia de indicios de fósiles marinos, junto con la abundancia de rasgos pedogenéticos indica un ambiente de depósito continental para esta unidad.

La edad de esta unidad queda bien establecida por la presencia en su interior de la señal isotópica (CIE) asociada al PETM. De acuerdo con estos datos estaría comprendida entre la parte más alta del Thanetiense y la extrema base del Eoceno (Ilerdiense)

2.6. EOCENO

La hoja de Campo se sitúa en la esquina noroccidental de la Unidad Surpirenaica Central, a caballo entre las unidades estructurales de Gavarnie y Cotiella. Este límite tiene un reflejo estratigráfico en la sucesión de edad Eoceno, correspondiendo a la transición entre los depósitos en facies de carácter marino somero y transicional de la cuenca paleógena de Tremp-Graus situados al este y los depósitos turbidíticos de la Cuenca de Ainsa al O.

La sucesión eocena de este sector puede dividirse en dos grandes conjuntos que presentan una evolución sedimentaria muy diferente en el ámbito de estudio:

Un tramo inferior de edad Ilerdiense inferior-medio compuesto por sedimentos carbonatados de plataforma somera que pasan progresivamente hacia arriba a depósitos margosos de plataforma externa. Esta evolución denota una tendencia transgresiva que alcanza su máxima profundización durante el Ilerdiense medio. Este conjunto aflora con características similares en todo el ámbito de la hoja.

Un tramo superior de sedimentos mayoritariamente de carácter siliciclástico que forma parte de un sistema sedimentario de directriz alongada paralelamente a la cadena que redistribuía hacia el oeste los materiales producto del desmantelamiento de los relieves pirenaicos incipientes. Este conjunto muestra una evolución lateral desde depósitos de carácter continental y marino somero en el sector oriental a depósitos turbidíticos en las áreas occidentales.

2.6.1. Conjunto margoso y calcáreo del Ilerdiense inferior-medio

Comprende al conjunto de calizas, calcarenitas, margas, lutitas y en menor proporción areniscas, que abarcan a la totalidad del Ilerdiense, y a la parte basal del Cuisiense. Este intervalo estratigráfico es prácticamente equivalente a la Fm. Ager de LUTERBACHER (1969),

e incluye dentro de él a la parte superior de la Fm. Navarri y a las Fms. Las Colladas y Morillo, de GARRIDO-MEGIAS y RIOS-ARAGÜES (1972); y representan los equivalentes laterales de la parte superior de la Fm. Gallinera y las Fms. Millaris y Metils, de VAN LUNSEN (1970); entre otras.

El intervalo inferior de la serie Eocena ha sido objeto de un intenso estudio bioestratigráfico ya que corresponde al paraestratotipo del piso llerdiense (SCHAUB, 1969), cuyo estratotipo fue definido en Tremp (HOTTINGER Y SCHAUB, 1960).

La sección de Campo representa una sección de referencia por dos motivos principales:

1) Permite la intercalibración de las escalas bioestratigráficas de faunas de ambientes marinos profundos y someros del Paleógeno inferior (macroforaminíferos y nannoplancton calcáreo, p. ej); y 2) representa una zona de enlace entre los dominios paleobiogeográficos del Tethys y boreales. Debido a estas circunstancias esta sección fue objeto de numerosos estudios bioestratigráficos durante los años 60 y 70 del pasado siglo, la mayoría dedicados a las sucesiones de macroforaminíferos (HOTTINGER y SCHAUB, 1960, SCHAUB, 1966, 1973), pero también incluyendo foraminíferos plantónicos (HILLEBRANDT, 1965), nannoplancton calcáreo (WILCOXON, 1973; KAPELOS y SCHAUB, 1973, 1975), dinoflagelados (CARO, 1973) y ostrácodos (DUCASSE, 1972; TAMBARÉAU y VILLATE, 1974).

2.6.1.1. Calizas de Alveolinás, calcarenitas y margocalizas nodulosas (36)

Al igual que en el resto de la cuenca Surpirenaica, en esta zona, la base del Eocene viene marcada por una transgresión generalizada durante el llerdiense inferior, que tiene como reflejo la superposición de un paquete de calizas con *Alveolina*, que constituyen depósitos de carácter marino somero, sobre las facies terrígenas de llanura deltaica que forman los términos superiores de la Fm. Tremp. Debido a su interés cronoestratigráfico este intervalo ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que pueden citarse: CANUDO (1990), MOLINA et al. (1992), EICHENSEER y LUTERBACHER (1992), ARENILLAS y MOLINA (1995), MOLINA et al. (2000), SERRA-KIEL et al., (1994), NÚÑEZ-BETELU et al. (2000), ORUE-ETXEBAÑA et al. (2001) PUJALTE et al. (2009a,b).

En la hoja de Campo esta unidad flora en toda la hoja con características similares. Su base corresponde a un rápido contacto de carácter concordante con la unidad inferior (Un. 35) que se caracteriza por la presencia de los primeros niveles de calizas que incluyen foraminíferos de aguas someras (*Alveolina* y *Opertorbitalites*). A escala cartográfica este contacto es un cambio lateral de facies de forma que la base de la presente unidad es progresivamente más joven hacia el este, ya que pasa lateralmente en esa dirección a las facies terrígenas continentales del techo de la unidad 35.

Nuevamente es en la sección del valle del río Ésera en las proximidades de Campo donde puede reconocerse con mayor detalle la sucesión estratigráfica de esta unidad. En esta sección, al igual que en el resto de afloramientos de la unidad pueden distinguirse cuatro tramos con características litológicas diferentes (a, b, c y d):

El tramo a tiene un espesor de 11m y está constituido por un tramo basal de calizas bioclásticas con *Alveolina* correspondientes a la primera biozona de macroforaminíferos del llerdiense: *A. vredenburgi* ó zona SBZ5 (SCHAUB, 1973; EICHENSEER y LUTERBACHER, 1992; SERRA-KIEL et al., 1994; ROBADOR 2005). Sobre él se encuentran varios metros de dolomías y

calizas micríticas con laminaciones milimétricas de carácter algal y posibles pseudomorfos de evaporitas El techo está constituido por un nivel de calizas con ostreidos, corales y algas rojas, que de acuerdo con EICHENSEER (1987), se prolonga hacia el este hasta la sección de Rin. El ambiente de depósito de esta unidad puede interpretarse como una llanura de mareas con subambientes de sub- a supramareales.

El tramo **b**, con un espesor de 35 m está compuesto por calizas bioclásticas estratificadas en bancos gruesos que en ocasiones presentan estratificación cruzada a gran escala. Entre los restos bioclásticos predominan los restos de algas rojas y los macroforaminíferos (*Alveolina ellipsoidalis*, *Alveolina aragonensis*, *Opertorbitolites gracilis*, *Glomalveolina lepidula*, *G. pilula* y *Spiroloculina*), que presentan una asociación característica de la zona SBZ6 (SERRA-KIEL et al., 1994). Estos sedimentos se interpretan como depósitos carbonatados en ambientes de shoreface y barras submareales.

El tramo **c** tiene una potencia de 28 m, y está formado por calizas margosas, ocasionalmente glauconíticas con delgadas intercalaciones de margas. Incluyen numerosos restos de macroforaminíferos entre los que se han citado: *Nummulites aff. praecursor*, *N. roselli*, *N. aff. minervensis*, *Assilina prisca* y *Operculina ammonaea* (SCHAUB, 1966, 1973, 1981; ROBADOR et al. 1990; TOSQUELLA y SERRA-KIEL, 1998). En este conjunto se encuentran también restos de foraminíferos planctónicos determinados por ORUE-ETXEBAÑA et al. (2001) como: *Morozovella occlusa*, *Igorina laevigata*, *I. pusilla*, *Acarinina nitida*, *A. pseudotoplensis*, *A. wilcoxensis*, *Morozovella aequa*, *M. subbotinae*, *Subbotina linaperta*, *S. triangularis*, *S. velascoensis* y *Globanomalina cf. imitata*; asociación que indicaría la parte superior de la biozona de *A. soldadoensis* y la parte inferior de la de *Morozovella subbotinae* (zonas P5 y P6a de BERGGREN et al., 1995). Las características sedimentológicas y el contenido faunístico de este tramo sugieren que se depositó en condiciones de rampa distal relativamente profunda.

El tramo **d** corresponde a una alternancia rítmica de calizas margosas y margas grises que tiene un espesor total de 65 m en la sección de Campo. Los bancos de calizas tienen un aspecto nodular y están estratificadas en bancos delgados. En esta parte de la serie ya no se encuentran restos de macroforaminíferos. La asociación de foraminíferos planctónicos de este tramo según ORUE-ETXEBAÑA et al. (2001) incluye muchas de las especies encontradas en el tramo c a las que se añaden *Morozovella lensiformis* y *Soldadoensis lozanoi*; que caracterizan en conjunto la biozona de *Morozovella subbotinae* (zona P6 de Berggren et al., 1995). Estos sedimentos se interpretan como depósitos de plataforma externa a cuenca.

La parte media superior de la unidad (tramos c y d) presenta también restos de nannoplancton calcáreo, en los que se han determinado las siguientes especies: *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus primus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Toweius pertusus*, *Chiasmolithus consuetus*, *D. multiradiatus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Thoracosphaera spp.*, *Pontosphaera spp.* y *Discoaster spp.*, taxones citados por Angori y Monechi (en MOLINA et al., 2000) a los que ORUE-ETXEBAÑA et al. (2001) añaden la presencia de *Rhomboaster bramlettei* en la parte superior del tramo d. Estos datos atestiguan la pertenencia de la parte más alta de la unidad a la zona NP10 aunque no puede precisarse la posición del límite con la infrayacente zona NP9.

El ambiente deposicional de esta unidad varía desde depósitos de llanura de mareas (incluyendo episodios supramareales) y barras litorales en la parte inferior a depósitos de plataforma externa afóticos en la parte superior dentro de una clara secuencia de profundización.

La edad de esta unidad está muy bien determinada tanto por su contenido fósil, correspondiente a varios grupos de organismos, como por los estudios isotópicos realizados en la unidad infrayacente (Un. 35). Así la unidad incluye las biozonas de macroforaminíferos bentónicos SB5 y SB6, el límite entre las biozonas de foraminíferos planctónicos de *Acarinina soldadoensis* (P5) y *Morozovella subbotinae* (P6) y la zona NP10 de nannoplancton calcáreo. Todos estos datos indican una edad Eoceno inferior (equivalente a llerdiense inferior). Su base en el sector occidental, en donde no se encuentra presenta la Unidad 35, coincide exactamente con el límite Paleoceno-Eoceno; siendo más joven hacia el SE en el sector oriental donde se ha representado en su base la unidad 35.

2.6.1.2. Margas y margocalizas con olistolitos (37). Base de las Margas de Riguala

Esta unidad está construida por margas y margocalizas que presentan numerosos niveles de deslizamiento gravitacional: debritas fangosas, depósitos resedimentados y delgados niveles arenosos de carácter turbidítico. También se encuentran grandes bloques de calizas arrecifales e incluso olistolitos de orden métrico o decamétrico. Incluye numerosos restos fósiles resedimentados entre los que se encuentran equínidos y representantes de faunas someras como algas rodofíceas y fragmentos de corales.

Su contacto con la unidad infrayacente es brusco en toda el área de afloramiento, lo que sugiere la existencia de una discontinuidad estratigráfica en su base (MUTTI et al. 1985; REMACHA y ZAMORANO 1989), por lo menos de carácter local.

Su espesor en la transversal del valle del Ésera es del orden de 130 m y se sigue cartográficamente por más de diez kilómetros desde las proximidades del complejo arrecifal de Merli, hasta las proximidades de la falla de la Foradada, en donde desaparece bajo el cabalgamiento de la Peña Montañesa.

Las características sedimentológicas de esta unidad sugieren que se depositó en un medio ambiente de talud, adyacente en las áreas proximales a un sistema arrecifal.

Su edad ha podido determinarse con datos de macroforaminíferos, en la sección del río Ésera, en donde se han reconocido las siguientes especies: *Alveolina moussolensis*, *A. subpyrenaica*, *A. pasticillata*, *A. decipiens* y *Nummulites praecursor* pertenecientes a las biozonas de *Alveolina moussolensis* y *Nummulites robustiformis* (SCHAUB, 1966, 1973, 1981), TOSQUELLA (1988) y Tosquella en ROBADOR et al. (1990). Estas biozonas son características de la parte inferior del llerdiense medio.

2.6.1.3. Margocalizas, margas y turbiditas finas (38). Margas de Riguala.

Esta unidad está compuesta, de forma general por margas y lutitas, ocasionalmente con delgados niveles arenosos y niveles de margocalizas. Se corresponde con el conjunto margoso conocido en el valle del Isábena con el nombre de Margas de Serraduy (CUEVAS-GOZALO et al., 1985) o como margas de Riguala (SAMSÓ, 1988; TOSQUELLA, 1988). Se ha asimilado también a esta unidad unos afloramientos de depósitos de características litológicas y posición estratigráfica parecidas localizados en el núcleo del anticlinal de Mediano, en el barranco de La Usía.

Sus características litológicas varían lateralmente de este a oeste. Al este del valle del Ésera, donde se superpone sobre los depósitos resedimentados de la unidad 37, está constituida por margas y margocalizas bien estratificadas, aunque pueden contener ocasionalmente

cicatrices o depósitos de deslizamientos gravitacionales. En este sector presenta su máximo espesor, próximo a 200 m. Hacia el oeste cambia lateralmente de facies pasando a una serie de lutitas grises con delgadas capas de areniscas de carácter turbidítico que tienen un espesor de 115 m, coronadas por un tramo de 40 m de potencia de lutitas gris azuladas sin capas turbidíticas.

En los afloramientos del anticlinal de Mediano, esta unidad tiene un espesor de un centenar de metros y se sitúa en contacto neto sobre las calizas de Alveolinás infrayacentes (unidad 36). Su base está formada por un nivel de unos 2 m de espesor, de areniscas bioturbadas muy ricas en glauconita y fauna de braquíópodos, crustáceos, equinídos y lamelibranquios. Le siguen lutitas arenosas de color gris-verdoso y areniscas calcáreas de grano fino, predominando estas últimas en la mitad superior de la serie. La bioturbación es importante en toda la sucesión y es frecuente la presencia de equinídos irregulares, crustáceos y trazas fósiles de tipo Chondrites.

A tenor de sus características sedimentológicas, muy probablemente el medio de depósito de esta unidad era una plataforma externa.

Según datos de SCHAUB, (1966, 1973, 1981), TOSQUELLA (1988) y Tosquella en ROBADOR et al. (1990), en la sección del río Ésera, en niveles de esta unidad, se han reconocido las siguientes especies de macroforaminíferos: *Nummulites exilis*, *N. cf. crimensis* *N. aff. laxus*, *Assilina pustulosa*, *Alveolina aragonensis* y *A. laxa* pertenecientes a las biozonas de *Alveolina corbarica* y *Nummulites exilis*. El contenido en nannoplancton calcáreo estudiado por KAPELOS (1973) pertenece a la NP11 (*Discoaster binodosus*) de MARTINI (1971). Estos datos permiten precisar su edad en la parte superior del llerdiense medio.

2.6.1.4. *Limolitas calcáreas con niveles de deslizamiento gravitacional. Margocalizas nodulosas.* (39). Fm. La Poba.

Al igual que la anterior, esta unidad se presenta en dos áreas diferentes. Los afloramientos principales se localizan en el bloque superior del cabalgamiento de Cotiella, presentándose como una banda NO-SE, que se extiende desde el cabalgamiento de La Atiart hasta el límite SE de la hoja. El resto de afloramientos se localizan en el autóctono de la unidad del Cotiella, en el núcleo del anticlinal de Mediano, y tienen unas características litológicas ligeramente diferentes.

En el valle del río Ésera esta unidad presenta unos afloramientos continuos. En este sector tiene un espesor de 270 m y está representada por una sucesión de limolitas entre las que se intercalan frecuentes niveles de deslizamiento gravitacional e incluso algunos olistolitos. Hacia la base de esta sucesión se encuentra un nivel de arenisca bioclástica, de granulometría gruesa, muy rico en glauconita y estratificación ondulada a gran escala. Las limolitas calcáreas que le siguen presentan laminación paralela y pequeñas ondulaciones atribuibles a *ripples* de oleaje. Hacia el techo de esta unidad, dejan de verse estas ondulaciones estando constituida únicamente por capas con laminación paralela y niveles de deslizamiento gravitacional. Estas facies limolíticas se presentan en paquetes del orden de 3-12 m de espesor, separados por intervalos más lutíticos, o niveles deslizados. La ciclicidad sedimentaria no es muy evidente, aunque en ocasiones se observan secuencias estrato- y granocrecientes. Esta unidad hacia techo pasa de forma muy rápida pero gradual a la unidad lutítica (41) suprayacente.

En el bloque superior del cabalgamiento de La Atiart, este conjunto presenta facies de plataforma externa, con una abundante fauna de crustáceos (xantópsidos), esponjas silíceas

y algunos lamelibranquios.

En el anticlinal de Mediano esta unidad se halla representada por 120 m de calizas y margocalizas nodulosas, con fauna de nummulítidos, equínidos irregulares, crustáceos (xantópsidos) y esponjas silíceas. La ciclicidad sedimentaria no es muy manifiesta, aunque pueden observarse dos ciclos de somerización.

Por lo que respecta a su ambiente deposicional, esta unidad se halla representada mayoritariamente por facies de talud y plataforma externa entre las localidades de la Foradada del Toscar y Merli. Al este de esta última localidad, ya en la hoja de Aren, se halla en facies de plataforma externa y corresponde al denominado "nivel de La Pobla" de SAMSÓ (1988) y TOSQUELLA, (1988) denominada también Fm. Caliza de la Puebla por CUEVAS-GOZALO et al. (1988). Los afloramientos de Mediano corresponden también a facies de plataforma externa.

SCHAUB (1973), SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988), reconocen las biozonas de *Alveolina corbarica* y *Nummulites exilis* dentro de esta unidad. El contenido en nannoplanton calcáreo, según KAPELOS (1973), pertenece a la N.P.11 (*Discoaster binodosus*). En conjunto estos fósiles indican una edad llerdiense medio para este tramo.

2.6.2. Conjunto siliciclástico del Eoceno medio

Por encima del grupo de unidades descritas anteriormente que caracterizan el Eoceno inferior, dominadas mayoritariamente por sedimentos de naturaleza mayoritariamente calcárea, se dispone un tramo de carácter predominantemente siliciclástico.

Este conjunto superior detrítico muestra grandes diferencias entre las sucesiones de los sectores oriental y occidental de la hoja. En el sector oriental corresponde a un sistema sedimentario depositado en ambientes de plataforma y marino-someros de carácter esencialmente regresivo, formado por la progradación de los sucesivos complejos deltaicos de la Cuenca de Tremp-Graus. Por contraste, los depósitos equivalentes a éstos en la mitad occidental de la hoja corresponden a depósitos turbidíticos (Fm. San Vicente de VAN LUNSEN, 1970) y de facies de talud turbidítico (Grupo Depositional de Arro-Lumbier de MUTTI et al., 1972) con el que se relacionan la mayor parte de los sucesivos complejos turbidíticos de la cuenca de Jaca.

La transición entre las facies de plataforma y las turbidíticas se realiza en la zona central de la hoja, entre las localidades de Foradada de Toscar y Fuendecampo, en donde se han reconocido dos grandes superficies de erosión, una sobre las facies de plataforma del Cisiense inferior y la otra sobre las del Cisiense medio-superior. Sobre cada una de ellas, se apoyan sendas cuñas de depósitos turbidíticos en facies de talud, que al igual que las superficies de erosión, se extienden hasta las proximidades de la zona de falla de la Foradada. Ambas, cuñas turbidíticas y superficies de erosión, constituyen una zona de talud condicionada por un conjunto de estructuras asociadas a la rampa lateral de la lámina cabalgante de Cotiella.

2.6.2.1. Lutitas grises con bancos de areniscas delgados (40)

Esta unidad aflora principalmente en el sector central de la hoja donde se encuentra formando parte de la sucesión estratigráfica del bloque superior del cabalgamiento de La Atiart. Hacia el este desaparece lateralmente por cambio de facies a la unidad 41. También se encuentra formando parte de la sucesión de bloque inferior de esta unidad, al norte de la hoja, en la parte baja del barranco de la Garona.

Se trata de una serie esencialmente margosa de color gris, entre la que se intercalan capas de areniscas delgadas que corresponden a depósitos de carácter turbidítico. Representa un equivalente lateral en facies más distales de la unidad 41. Su espesor no puede determinarse, ya que su base corresponde a un contacto mecánico en todas las localidades en las que aflora.

Su edad, determinada por su posición estratigráfica como equivalente lateral de la unidad 41, puede considerarse como llerdiense superior- Cisiense inferior

2.6.2.2. *Lutitas y margas grises (41). Equivalentes de la Fm. Roda*

Esta unidad aflora en dos áreas diferentes: el valle del río Ésera y el núcleo del anticlinal de Mediano.

En los afloramientos del Ésera está compuesta por lutitas grises con un espesor máximo de 450 m, desapareciendo hacia el oeste por cambio de facies a la unidad 40. Ocasionalmente pueden contener algún nivel de deslizamiento gravitacional o pequeños olistolitos. Cartográficamente, estos afloramientos representan un equivalente lateral hacia el NO de los depósitos arenosos de la Fm. Roda.

En el anticlinal de Mediano esta unidad está representada por lutitas margosas y margas grises con abundantes macroforaminíferos y niveles bioclásticos de textura *packstone* con abundantes nummulítidos. Son frecuentes las pistas de bioturbación de tipo Chondrites y algunos niveles presentan glauconita. En este sector tiene un espesor próximo a 300 m.

Su ambiente de depósito muy posiblemente corresponde a condiciones de mar abierto, representando facies de plataforma externa equivalentes laterales de los depósitos de prodelta de la Fm. Roda que se encuentran más al este.

Según datos de SCHAUB, (1966, 1973, 1981), TOSQUELLA (1988) y Tosquella en ROBADOR *et al.* (1990), en la sección del río Ésera, en los niveles inferiores de esta unidad, se han reconocido las siguientes especies de macroforaminíferos: *Nummulites exilis*, *N. cf. crimensis* *N. aff. laxus*, *Assilina pustulosa*, *Alveolina aragonensis* y *A. laxa* pertenecientes a las biozonas de *Alveolina trempina* y *Nummulites involutus* del llerdiense medio. El contenido en nannoplancton calcáreo, según KAPELLOS (1973) pertenece a la biozona NP12 *Marthasterites tribrachiatus* (*M. orthostilus*). En conjunto estos datos indican una edad llerdiense medio a Cisiense inferior para esta unidad.

2.6.2.3. *Calizas bioclásticas y margas. Olistolitos en la base (42). Fm. Morillo*

Esta unidad tiene un carácter carbonatado que la individualiza de las formaciones infra- y suprayacentes. Fue definida por CUEVAS-GOZALO *et al.* (1985), siendo equivalente de las unidades "miliolid bed" de NIJMAN y NIO (1975) y "nivel de Eroles" definido por SAMSÓ (1988) y TOSQUELLA (1988).

En el perfil del río Ésera esta formación está compuesta por dos niveles carbonatados, ricos en macroforaminíferos, separados por un intervalo margoso. Su espesor en esta sección es de 57 m. Los tramos más calcáreos corresponden a calizas bioclásticas de textura *grainstone*, de varios metros de espesor y gran continuidad lateral. Hacia el oeste los niveles calcáreos de la base de la unidad desaparecen, quedando sustituidos por un conjunto de niveles resedimentados entre los que se encuentran depósitos de debritas fangosas y dos niveles de grandes olistolitos que se siguen desde el valle del Ésera hasta la falla de la Foradada. Al

oeste de dicha estructura estos bancos se pierden bajo el retrocabalgamiento de Lacort. En los sectores más occidentales, bajo el sistema de cabalgamientos de la Peña Montañesa, esta unidad está constituida por margocalizas nodulosas y margas con intercalaciones calcáreas de grano fino con discociclinidos y nummulítidos.

En esta formación se han reconocido las biozonas de *Alveolina oblonga* y *Nummulites planulatus*, según los datos de SCHAUB (1973), SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988). También ha podido determinarse la biozona NP12 *Marthasterites tribrachiatus* (*M. orthostilus*) de nannoplancton calcáreo, de acuerdo con los datos de KAPELOS (1973) obtenidos en el perfil del valle del río Ésera. El conjunto de estos datos permiten asignar una edad Cuisiense inferior para esta unidad.

2.6.2.4. Calizas bioclásticas (43). Fm. Boltaña

Esta unidad se ha diferenciado únicamente en el núcleo del anticlinal de Mediano. Está constituida por calizas algo arenosas de color gris amarillento, areniscas calcáreas de color marrón, margocalizas y limolitas. Tiene un espesor próximo a los 300 m. Sus características litológicas y su posición estratigráfica permiten considerarla equivalente de la Fm. Caliza de Boltaña de RIOS *et al.* (1982) y BARNOLAS *et al.* (1991).

En detalle está compuesta por calizas arenosas y bioclásticas, estratificadas en estratos decimétricos a métricos, organizados en secuencias somerizantes de hasta 20 m de espesor. Estas secuencias presentan un tramo inferior, con abundante arena fina o limo, muy bioturbado, que pasa progresivamente hacia techo a calizas bioclásticas y arenosas, con textura *grainstone* o *packstone*. Presentan estratificación cruzada de surco o planar tangencial de mediana escala, y superficies de reactivación convexas que podrían indicar una cierta influencia mareal dentro de un ambiente marino somero. Los datos de paleocorrientes recogidos en los afloramientos de esta unidad indican una dirección media de transporte dirigida hacia el OSO.

Entre los bioclastos predominan los restos de alveolinídos, miliólidos, nummulítidos y fragmentos de equinodermos entre otros. Ocasionalmente puede ser muy abundante la presencia de glauconita.

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten interpretarla como depósitos de plataforma carbonática somera.

La mayoría de los autores atribuyen una edad Cuisiense a esta formación caliza (BIOT, 1962; NIJMAN y NIO, 1975; DE FEDERICO, 1981).

2.6.2.5. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (44). Fm. San Elías

Esta unidad aflora únicamente en la lámina cabalgante de La Atiart en las proximidades de la Ermita de San Elías donde se dispone sobre la Fm. Morillo (unidad 42). Representa un equivalente lateral de la base de la unidad 45 (Fm. Castigaleu) que se superpone sobre ella con un contacto transicional.

Está compuesta por lutitas grises con intercalaciones de niveles de espesor centí- a decimétrico de calizas arenosas de grano muy fino con contactos plano-paralelos, que se interpretan como depósitos de origen turbidítico.

El medio de depósito de esta unidad correspondería a un ambiente de plataforma muy externa o quizás de talud turbidítico.

Su edad únicamente puede establecerse en base a su posición estratigráfica, pudiendo considerarse como Cuisiense inferior.

2.6.2.6. Areniscas, lutitas y margas grises. Fm. Castigaleu (45)

Esta unidad está compuesta por lutitas y margas grises que intercalan niveles de areniscas y areniscas bioclasticas. Corresponde a la Fm. Castigaleu definida por NIJMAN y NIO (1975). Su espesor en el valle del Ésera es de 600 m aunque decrece ligeramente hacia el extremo oriental de la hoja. Desde la falla de la Foradada hacia el oeste la potencia de esta unidad disminuye considerablemente por la erosión de su parte superior.

En la sección del río Ésera su base es un contacto normal (conforme) sobre las margocalizas nodulosas y margas de la Fm. de Morillo (unidad 42), mientras que su techo se sitúa sobre un horizonte de paleocanales intensamente bioturbados, tapizado por una pequeña costra ferruginosa.

Los niveles de margas y lutitas de esta unidad incluyen abundantes nummulítidos, sustituidos hacia las áreas más proximales, situadas al SE, por ostreídos y varios géneros de gasterópodos de facies salobres (*Tympanotonos*, *Ptychopotamides* y *Pyrazus*). También se encuentran intercalados en esta unidad niveles de calizas con foraminíferos, especialmente nummulítidos y discociclinidos que representan facies de frente deltaico y plataforma.

Los niveles de areniscas intercalados en esta unidad presentan características sedimentológicas que permiten agruparlos en varios tipos (NIJMAN y NIO, 1975):

- Niveles arenosos de geometría canalifome de 50 a 100 m de extensión lateral y hasta 10 m. de espesor, con relleno de características típicamente fluviales, que presentan en ocasiones estructura de barra de meandro.
- Cuerpos heterolíticos compuestos por areniscas y margas, con estratificación horizontal, *wavy* y *flaser-linsen*, en cuerpos superpuestos formando ligeras discordancias angulares. Su estructura interna está compuesta por conjuntos con estratificación cruzada y *ripples* de corriente u oleaje. En ocasiones se encuentran horizontes moteados que indican exposición subáerea.
- Unidades de areniscas de hasta 20 m de espesor con estratificación cruzada planar o de surco. Estos bancos presentan en ocasiones estratificación sigmoidal y una organización cíclica típica de ambientesmareales. Representan facies de llanura y frente deltaico.
- Capas de arenisca con nummulítidos y laminación paralela o cruzada de bajo ángulo que representan depósitos de tempestades producidos por procesos de oleaje.

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten reconstruir con detalle su ambiente deposicional. El contenido fósil de los niveles margosos sugiere una evolución progresiva desde depósitos costeros o marinos someros en el SE a facies neríticas y de frente deltaico al NO. Las características de los niveles arenosos permiten precisar ambientes de llanura, frente deltaico y prodelta dentro de un complejo fluvio-deltaico progradante procedente del ESE (NIJMAN y NIO, 1975). Las paleocorrientes de los cuerpos arenosos

indican una dirección de transporte hacia el OSO, es decir hacia áreas progresivamente más profundas.

Según los datos de SCHaub (1973), SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988), dentro de esta unidad se reconocen las biozonas de *Alveolina oblonga* y *Nummulites planulatus*. El contenido en nannoplancton calcáreo, estudiado por KAPELOS (1973), pertenece a la biozona NP 12 *Marthasterites tribrachiatus* (*M. Orthostilus*). Todos estos datos sugieren una edad Cuisiense inferior a medio para esta unidad.

2.6.2.7. Areniscas blancas, lutitas y conglomerados (46). Fm. Castissent

Esta unidad está constituida por areniscas con intercalaciones de lutitas de colores grises o variolados. Aflora únicamente en el sector del valle del Ésera donde tiene una potencia de 200 m. Hacia el oeste desaparece por cambio de facies a la unidad 47.

Las areniscas presentan típicamente unos colores blanquecinos y tienen carácter arcósico. Se encuentran estratificadas en bancos métricos, frecuentemente de geometría canaliforme. Están mal clasificadas, presentando a menudo niveles de cantes dispersos concentrados en la base de los niveles de paleocanales, que pueden interpretarse como depósitos residuales (*lag*). Presenta numerosas estructuras sedimentarias predominando la estratificación cruzada de surco.

Esta unidad presenta una organización vertical compuesta por tres tramos dominanteamente arenosos intercalados entre lutitas dominantemente grisáceas con niveles con moteados de colores debidos a la alteración edáfica. Los complejos arenosos son multiepisódicos, y están constituidos por la amalgamación lateral y vertical de niveles de geometría canaliforme que presentan características sedimentológicas de depósitos fluviales interpretables tanto como de relleno de cursos de carácter trenzado como meandriforme. Su techo, en la sección del Ésera está representado por niveles con macroforaminíferos, correspondientes a un episodio de retrabajamiento marino.

Las características sedimentológicas de esta unidad permiten interpretarla como depósitos de cauces fluviales trenzados y meandriformes intercalados entre sedimentos de llanura de inundación que evolucionaban hacia el NO a ambientes transicionales (costeros). Este sistema aluvial tenía una procedencia del SE y, al este del área de estudio, coalescía con sistemas aluviales de procedencia septentrional (NIJMAN y NIO, 1975; MARZO *et al.*, 1988; FRIEND *et al.* 1981).

La edad de esta formación puede establecerse a partir de las intercalaciones de bancos con macroforaminíferos de su base y techo. SAMSO (1988) y TOSQUELLA (1988) reconocen en estos niveles una fauna de nummulítidos correspondientes a la biozona de *Nummulites praelaevigatus*, de edad Cuisiense medio.

2.6.2.8. Areniscas bioclásticas y lutitas grises en facies de frente deltaico y plataforma (47)

Esta unidad representa un equivalente lateral de la unidad anterior (Fm. Castissent, 46). Aflora al oeste de la falla de la Foradada, entre la Ermita de San Quilez y las proximidades de la localidad de Fuendecampo. Hacia el oeste desaparece al sur de esta última localidad en el paraje conocido como Los Comunes. Esta desaparición se debe tanto por el cambio de facies de su base con las lutitas y turbiditas de talud infrayacentes, pertenecientes a la unidad 48, como a la erosión de su parte superior.

Está constituida por margas grises con abundantes intercalaciones de niveles de areniscas bioclásticas y bancos de espesor decimétrico de areniscas con componentes bioclásticos y laminaciones paralela y *hummocky*.

Esta unidad se interpreta como depósitos de plataforma marina que pueden llegar a alcanzar condiciones de plataforma externa incluyendo depósitos de tempestitas.

Su edad, deducible de su posición estratigráfica como equivalente lateral de la Fm. Castissent, puede establecerse como Cuisiense medio.

2.6.2.9. *Lutitas grises con capas de turbiditas finas, cicatrices y depósitos de deslizamiento gravitacional (48). Fm. San Vicente*

Esta unidad cartográfica abarca todas las sucesiones de naturaleza lutítico-areniscosa con características turbidíticas que ocupan la mayor parte del sector occidental de la hoja. Hacia el SE esta formación se indenta mediante dos cuñas sobre las facies de plataforma sobre las que presenta sendas superficies erosivas que cartográficamente corresponden a discordancias.

Está compuesta, de forma mayoritaria, por lutitas y margas de color gris, entre las que se intercalan abundantes capas de areniscas y limolitas con un espesor de algunos milímetros a pocos centímetros y de granulometría fina o muy fina. Uno de los rasgos más característicos de estos depósitos es la gran abundancia de cicatrices de deslizamiento gravitacional, a las que se adaptan las capas dando un aspecto de discordancias internas muy característico. La bioturbación de estos sedimentos es escasa, y la presencia de fauna también, lo que permite diferenciar fácilmente, sobre el terreno, a estos niveles de las facies lutítico-areniscosas de plataforma, que por el contrario están muy bioturbadas e incluyen abundantes bancos bioclásticos. Son también frecuentes, aunque menos abundantes los depósitos de deslizamientos gravitacionales o de debritas fangosas. Englobados dentro de estas facies se han individualizado como unidades cartográficas distintas una serie de cuerpos turbidíticos, de carácter areníscoso o areníscoso-conglomerático, cuya posición estratigráfica queda claramente reflejada en la cartografía y cortes geológicos. Los niveles de areniscas intercalados en esta unidad son siempre muy delgados, de espesor inferior a 30 cm. Estos bancos presentan una organización interna característica de depósitos turbidíticos. Usualmente presentan únicamente los intervalos superiores de la secuencia de Bouma (facies D de MUTTI y RICCI LUCHI, 1975).

Por lo que respecta a su interpretación ambiental, se trata de facies turbidíticas de talud, asimilables a un sistema turbidítico de tipo 3 de MUTTI (1985) o de abanico de talud de VAN WAGONER *et al.* (1988).

La edad de esta unidad puede establecerse como Cuisiense superior-Luteciense inferior, en primer lugar por sus relaciones estratigráficas y cartográficas con las formaciones de plataforma, bien datadas en el Valle del Ésera (SCHAUB, 1973; KAPELOS, 1973; SAMSÓ (1988) y TOSQUELLA (1988); y también en base a datos dispersos aportados por SCHAUB (1981).

2.6.2.10. *Areniscas en cuerpos turbidíticos canaliformes (48b). Fosado y Torrelisa*

Este tramo cartográfico corresponde a un conjunto de bancos arenosos de espesor métrico que se encuentran intercalados en la parte inferior de la sucesión turbidítica lutítico-areniscosa descrita en el apartado anterior (unidad 48).

Las dimensiones individuales de estos niveles son variables, oscilando entre 1 y 4 m de espesor y varias decenas de metros de extensión lateral. Por lo general están formados por una o varias capas gruesas de arenisca amalgamadas. Tienen usualmente una morfología canaliforme y su organización interna presenta características de depósitos turbidíticos.

Estos canales turbidíticos afloran en dos conjuntos: en el bloque inferior del cabalgamiento de La Atiart, y más al oeste, repetidos por el cabalgamiento de Los Molinos, en las proximidades de las localidades de Los Molinos y Torrelisa.

Sus características sedimentológicas permiten interpretarlos como depósitos de facies turbidíticas de talud, asimilables a un sistema turbidítico de tipo 3 de MUTTI (1985) o de abanico de talud de VAN WAGONER *et al.* (1988).

Su edad, deducible de su posición estratigráfica, puede considerarse como Cuisiense.

2.6.2.11. Areniscas, conglomerados, brechas y arcillas (48c). Cañón de Charo

Esta unidad corresponde a un cuerpo cartográfico de litología compleja compuesto por areniscas, conglomerados, brechas y arcillas que se encuentra intercalado en la Fm. San Vicente (unidad 48), descrita con anterioridad. Estos depósitos constituyen el relleno de la parte más incisa, conocida como "Cañón de Charo" de una superficie de erosión de extensión más amplia o "superficie de erosión de Charo".

Este cuerpo corresponde al relleno de una superficie de excavación fuertemente incidida en los depósitos subyacentes: las facies de plataforma de la Fm. Perarrúa (Un. 51) y los niveles turbidíticos de la Fm. San Vicente (Un. 48). La superficie de erosión inferior que delimita esta unidad presenta un margen septentrional abrupto y un margen meridional de pendiente original más suave. Dentro de este relleno, de carácter complejo, pueden distinguirse claramente dos episodios sedimentarios:

El episodio inferior presenta en su base niveles de deslizamiento gravitacional y bancos de debritas fangosas. Sobre ellos se encuentra un conjunto de capas turbidíticas de geometría canaliforme afectadas a menudo también por fenómenos de deslizamiento gravitacional.

El episodio superior se inicia con unos niveles de lutitas que incluyen abundantes cantos dispersos que pueden contener grandes bloques de caliza (depósitos de debritas fangosas). Existen también niveles de conglomerados poligénicos, clasto-soportados, heterométricos y muy desorganizados que representan depósitos residuales que evidencian el paso de numerosas corrientes por el fondo del canal. El relleno final de este conjunto está compuesto por capas turbidíticas gruesas de naturaleza areniscosa y conglomerática. El conjunto del relleno del canal queda cubierto por facies turbidíticas lutíticas y areniscosas de talud, al igual que el resto de la superficie de erosión.

De acuerdo con MUTTI *et al.*, 1988, los depósitos que constituyen la parte inferior del cañón de Charo pueden correlacionarse con el cuerpo turbidítico de la Sierra de Arro. Entre los materiales de su relleno J. Tosquella (com. pers.) reconoce macroforaminíferos bentónicos característicos de la biozona de *Nummulites paelevigatus* que indica una edad Cuisiense medio. Este episodio podría asimismo correlacionarse con la cuña de niveles turbidíticos y lutíticos que se sitúa entre las formaciones Perarrúa y Castissent, en la carretera de Tierrantona. La parte superior del relleno del cañón de Charo se sigue cartográficamente por el flanco oeste del sinclinal de Arro y puede correlacionarse con el cuerpo turbidítico de Gerbe, en el

flanco oeste del anticlinal de Mediano. Dentro de esta parte superior del cañón, J. Tosquella (com. pers.) reconoce fauna del Luteciense inferior.

2.6.2.12. Areniscas en capas turbidíticas gruesas, lutitas y conglomerados (49). Cuerpo turbidítico de Arro

Esta unidad corresponde a un cuerpo litológico de carácter complejo compuesto por areniscas que presenta una gran continuidad lateral. Se extiende por más de 12 km de SSE a NNO desde las cercanías de El Pocino, en la parte central de la hoja, hasta las proximidades de Labuenda, ya en el valle del Cinca.

El espesor de esta unidad aumenta considerablemente hacia el NNO, pasando de unos 110 m en la sierra de Arro, hasta casi 500 m en el valle del Cinca. Hacia el sur desaparece en las proximidades de El Pocino, en parte por acuñamiento sedimentario y en parte cortado por una superficie de cabalgamiento. Internamente presenta una organización compleja, compuesta por capas gruesas o muy gruesas de arenisca, de granulometría grosera (de arena muy gruesa a grava). Los bancos individuales tienen a menudo una geometría en forma de cuña, cortadas por frecuentes superficies erosivas canaliformes. Son frecuentes los cantos blandos y pequeñas formas de *ripples* con estratificación cruzada planar (*sand waves*) y granulometría gruesa (facies B2 de MUTTI y RICCI LUCHI, 1975). Presentan también intercalaciones de niveles de lutitas con cantos atribuibles a depósitos de debritas fangosas y algunos niveles de conglomerados, que incluyen cantos de hasta varias decenas de centímetros con soporte de cantos interpretables como depósitos residuales (*lag*).

Por su posición estratigráfica, este cuerpo parece corresponderse con la parte inferior del cañón de Charo (MUTTI et al. 1972, 1985) y con la cuña de turbiditas que se sitúa entre la Fm Castissent y la Perarrúa inferior. De acuerdo con estas apreciaciones su edad sería Cuisiense superior.

2.6.2.13. Conglomerados groseros (50). Fm. Campanué inferior

Esta unidad se halla constituida por conglomerados masivos de origen aluvial que se interdigitán hacia el sur con la formación lutítico-areniscosa de origen fluvial conocida como Fm. Capella (GARRIDO-MEGIAS, 1968). Su límite inferior, presente en la esquina SE de la hoja es una discordancia angular a escala cartográfica sobre la Fm. Castissent (GARRIDO-MEGIAS, 1968; CRUMEYROLLE, 1987; MUTTI et al., 1988). A escala de afloramiento este contacto corresponde a una superposición brusca de bancos de conglomerados groseros sobre las facies areniscosas y lutíticas de la unidad infrayacente. Hacia el oeste, su parte inferior cambia de facies a una serie areniscosa y lutítica de carácter marino o transicional, diferenciada en el mapa geológico como Fm. Perarrúa (Un. 51).

En los afloramientos más septentrionales, los cantos que componen los tramos conglomeráticos de esta unidad, son muy gruesos, predominando los tamaños comprendidos entre 5-20 cm. de diámetro medio, con abundantes bloques de 30-50 cm, e incluso hasta 1 m. Por lo general, los bancos conglomeráticos presentan un armazón de cantos (*clast supported*) y la matriz es de arena media a gruesa de color rojizo. Los cantos son moderadamente redondeados y predominan los de areniscas y calizas de área fuente cretácica o terciaria. También se encuentran cantos de lítitas y rocas metamórficas, de área fuente paleozoica, aunque estos se encuentran en menor proporción y son de dimensiones más reducidas.

Esos niveles presentan una organización interna muy escasa, reducida en la inmensa mayoría de los casos a una estratificación horizontal muy grosera. Esta organización y la ausencia de estructuras tractivas o imbricaciones de cantos sugiere que estos materiales se depositaron mediante mecanismos de transporte en masa o avenidas repentinas de flujos hiperconcentrados, características de las zonas proximales de un abanico aluvial.

Hacia el sur los conglomerados dejan de ser masivos, pasando a formar cuerpos tabulares de gran continuidad lateral, que alternan con niveles de lutitas rojas, con bioturbación de raíces y coloraciones debidas a procesos edáficos. Los conglomerados pueden presentar estratificación cruzada de mediana a gran escala, atribuibles a barras lingüoides o transversas de cursos fluviales de tipo trenzado (*braided*). Estos van pasando progresivamente a facies areniscoso-conglomeráticas hacia el sur.

Hacia el oeste estos conglomerados cambian muy rápidamente de facies pasando a lutitas grises con *nummulítidos* entre los que se intercalan niveles de niveles de conglomerados gruesos con perforaciones de organismos litófagos y capas de arenisca gruesa con estratificaciones paralelas, cruzadas de bajo ángulo, o "*hummocky*".

El ambiente de sedimentación de esta unidad correspondía muy probablemente a un abanico aluvial, del cual estos depósitos representarían sus áreas proximales. Lateralmente este sistema evolucionaba hacia el SO a un ambiente costero de "*fan delta*".

La edad de la base de esta unidad puede precisarse por correlación estratigráfica al ser equivalente de depósitos marinos de la Fm. Perarrúa (Un. 51) que contienen fauna de macroforaminíferos del Cisiense medio-superior (CAPELLOS y SCHAUB, 1973; 1975; SCHAUB, 1981; SAMSÓ, 1988 y TOSQUELLA, 1988). La edad de su techo podría ser ya Luteciense, ya que se disponen por debajo de la Fm. de Pano (DONSELAAR y NIO, 1982) de edad Luteciense medio (CUEVAS, 1989).

2.6.2.14. *Lutitas grises y areniscas de plataforma y frente deltaico (51). Fm Perarrúa*

Esta unidad aflora en una banda de orientación NO-SE en la esquina SE de la hoja. Se sitúa sobre la unidad 46 (Fm. Castissent). Hacia el sureste, en el límite meridional de la hoja, desaparece por debajo de una superficie erosiva localizada en la base del tramo inferior de los Conglomerados de Campanué (unidad 50). Tanto hacia el NO como hacia el sur representa el equivalente lateral de la unidad 50 (Fm. Campanué inferior).

También aparece en un pequeño afloramiento sobre el cauce del río Ésera en el límite meridional de la hoja que representa un cambio lateral de facies de la última unidad citada.

Las características litológicas de esta unidad varían ligeramente desde las áreas proximales situadas al SO a las áreas distales, que constituyen los afloramientos de su límite noroccidental. Así en los sectores proximales esta unidad está constituida por niveles de areniscas gruesas y conglomerados en niveles de hasta 10-15 m de espesor y gran continuidad lateral que pueden mostrar secuencias granocrecientes atribuibles tanto a la progradación de barras costeras como a la progradación aluvial. Estas pueden tener laminaciones horizontales o cruzadas de bajo ángulo atribuibles a procesos de oleaje, y también estratificaciones cruzadas planares o de surco atribuibles a procesos de corriente relacionados probablemente con las avenidas aluviales.

En las áreas noroccidentales, las facies distales de esta unidad corresponden a alternancias de capas de limos y arcillas biotubados que incluyen ocasionalmente niveles con concentraciones de macroforaminíferos. Entre estos depósitos se intercalan bancos de areniscas finas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* que pueden interpretarse como capas de tormenta relacionadas con la parte distal del frente deltaico-aluvial.

En estos depósitos se ha determinado: *Assilina laxispira*, *Assilina maior*, *Nummulites burdigalensis cantabricus*, *N. tauricus*, *N. campesinus* y *N. postulosus*, asociación característica de la biozona de *Nummulites praelaevigatus*, del Cisiense medio (determinación J. Tosquella en BARNOLAS et al. 1991).

2.6.2.15. *Lutitas grises y areniscas en facies de frente deltaico y plataforma (52). Fm. Perarrúa*

Esta unidad aflora en la mitad centro-meridional de la hoja, en las laderas meridionales del barranco de Humo, en donde se presenta muy recubierta por depósitos cuaternarios. Constituye un equivalente lateral de la parte inferior de la unidad 53 hacia el oeste.

Está compuesta por lutitas arenosas grisáceas con intercalaciones de capas de arenisca de geometría tabular y espesor decimétrico que pueden ser muy bioclásticas. Las lutitas presentan una estratificación paralela muy grosera y abundante bioturbación, con una abundante fauna de macroforaminíferos.

Estos sedimentos pueden interpretarse como depósitos de ambientes de prodelta y plataforma marina.

La edad de esta unidad, determinada en base a los trabajos de KAPELOS y SCHAUB (1973; 1975); SCHAUB (1981) y datos aportados en la vecina hoja de Graus (250), es Cisiense superior a Luteciense inferior. La edad de su techo es más moderna hacia el oeste, así el techo de esta unidad en el valle del Esera, se sitúa en el Cisiense superior mientras que hacia el oeste, en las proximidades de Formigales, contiene fauna de macroforaminíferos y nanoplancoc calcáreo del Luteciense inferior (SCHAUB, 1981).

2.6.2.16. *Areniscas en paleocanales, lutitas gris-beige y conglomerados (53). Campanué superior-Capella*

Esta unidad aflora en la esquina suroccidental de la hoja en dos grandes afloramientos que corresponden a las elevaciones que flanquean el cauce del río Esera. Tiene un espesor próximo a los 500 m. Incluye la parte superior de la Fm. Campanué y la Fm. de Capella (GARRIDO-MEGIAS, 1968), que se han cartografiado conjuntamente debido a su similitud litológica en este sector. Hacia el oeste su parte inferior pasa lateralmente a la unidad 52.

Esta unidad está constituida por una alternancia de niveles de arenisca de grano medio a grueso que incluyen bancos de conglomerados y lutitas de color rojo, gris o amarillento, en las que son frecuentes los niveles de paleosuelos.

Las lutitas son el depósito dominante en esta unidad. Presentan colores beiges, ocres, amarillos y rojizos, frecuentemente moteados por procesos edáficos. Se intercalan también niveles con tonalidades grises. Se encuentran frecuentemente muy bioturbadas presentando *burrows* cilíndricos verticales. Esporádicamente se encuentran horizontes con pequeños nódulos de caliche (NIJMAN y NIO, 1975; CUEVAS, 1989).

Los niveles de areniscas forman cuerpos de varias decenas de metros de extensión lateral. Su relleno está compuesto por areniscas mal clasificadas que corresponden a arcosas y litarenitas con fragmentos de rocas carbonatadas. Los bancos de conglomerados incluyen cantos de calizas mesozoicas y, en menor proporción, de cuarcitas, lítitas, chert y cuarzo procedentes de áreas fuentes paleozoicas.

Los cuerpos de areniscas pueden presentar una gran variedad de geometrías internas. Dominan los bancos que presentan una geometría de acreción lateral con estratificación cruzada a gran escala de tipo *epsilon*. Estos niveles usualmente presentan lentejones conglomeráticos ocupando la parte inferior de los diversos cuerpos agradiacionales que pueden interpretarse como depósitos residuales (*lag*). También se encuentran niveles de base erosiva con un relleno de carácter agradiacional con granoclasiación positiva. CUEVAS (1989) distingue también diferentes tipos de paleocanales con relleno por acreción lateral, agradiación vertical y agradiación vertical y lateral. Según sus características los interpreta como: barras de canales meandriformes; rellenos simples o multiepisódicos de canales lineares poco sinuosos; sistemas anastomosados de canales; y cauces entrecruzados *braided*.

También pueden encontrarse, sobre todo en la parte inferior de esta unidad, cuerpos con geometría de lóbulo con forma de cuña en sección longitudinal y tabulares a plano-convexos en sección transversal. Estos cuerpos tienen entre uno y diez metros de espesor y su base puede ser gradacional con el sustrato lutítico, erosiva a gradacional o bien solo erosiva. Su estructura interna consiste en estratificación horizontal o inclinada, con láminas cruzadas de bajo y alto ángulo y *ripple*. Por lo general, la dirección de las paleocorrientes coincide con la máxima pendiente de los planos inclinados de progradación, aunque a veces pueden encontrarse laminación cruzada en sentido opuesto. Segun sus características, CUEVAS (1989) interpreta los diferentes tipos de cuerpos como: lóbulos de desbordamiento por derrame (*splay overbank lobes*), lóbulos terminales de canal; pequeños lóbulos deltaicos, y lóbulos de *spillover*, depositados frente a canales influenciados por procesos mareales.

Las características sedimentológicas de los niveles de areniscas y conglomerados indican que corresponden a depósitos de ambientes aluviales y de frente deltaico. Más concretamente los bancos con acreción lateral representarían el relleno de canales fluviales de carácter complejo mientras que los niveles con geometría agradiacional podrían corresponder al relleno de canales de tipo meandriforme, mientras que los cuerpos arenosos con forma de lóbulo pueden asimilarse en ocasiones a lóbulos deltaicos.

La edad de la parte inferior de esta unidad puede acotarse por correlación cartográfica con los depósitos marinos de unidad 52 de edad Cisiense superior-Luteciense inferior. En áreas más meridionales la edad de la parte superior de esta unidad (equivalente de la Fm. Capella) puede precisarse con yacimientos de vertebrados. Así CRUSAFONT *et al.* (1966, 1968) y CRUSAFONT y GOLPE (1973) describen una fauna de vertebrados que atribuyen al Luteciense en la base de la Fm. Capella y CUEVAS (1989) describe una fauna de roedores correlacionable con la biozona MP13 de SCHMIDT-KITTNER (1987), del Luteciense medio, en el yacimiento de vertebrados del Barranco, situado al sur de Laguarrés.

2.6.2.17. Areniscas, conglomerados y lutitas (54). Cuerpo turbidítico de la Sierra de Gerbe

Esta unidad cartográfica aflora en el margen occidental de la hoja desde las proximidades del anticlinal de Mediano hasta el río Cinca. Está constituida por un cuerpo de areniscas y

conglomerados con un espesor próximo a los 50 m.

Su organización interna puede observarse en la sección del río de la Nata, en donde pueden distinguirse 3 conjuntos superpuestos:

1. Una parte inferior constituida por una alternancia de niveles de conglomerados, areniscas y en menor proporción lutitas. Los conglomerados tienen una textura clastosoportada; son por lo general muy desorganizados y los cantos son poligénicos, heterométricos y moderadamente redondeados. El tamaño más abundante es de 5 a 15 cm, aunque esporádicamente pueden encontrarse cantos de entre 30 y 50 cm. Los niveles de arenisca son de grano grueso o muy grueso y pueden ser masivas o con laminación cruzada de mediana escala producida por la migración de pequeños *megaripples*. Estos pueden contener cantos concentrados en pequeñas canalizaciones o bien alineaciones de cantos horizontales.
2. Un tramo central compuesto por varios niveles de conglomerados intercalados entre niveles de lutitas con capas de areniscas de grano fino con características turbidíticas. Los conglomerados tienen un soporte de matriz lutítica y son muy desorganizados, pudiendo incluir grandes intraclastos. Su parte superior puede estar compuesta por capas de areniscas de grano grueso o conglomerados, que pueden proceder de la hidratación de la debrita durante su viaje o bien del lavado del depósito ya sedimentado.
3. La parte superior del complejo turbidítico de Gerbe se halla constituida por capas gruesas de arenisca con láminas paralelas y estructuras de escape de agua de tipo *dish*, entre las que se encuentra aisladamente algún pequeño nivel de conglomerado.

MUTTI *et al.* (1985) interpretan esta variación vertical de facies como el resultado de la incisión y periodo de actividad del canal y su posterior abandono. La primera fase queda registrada por la presencia de las facies conglomeráticas residuales, depositadas por flujos gravitatorios que continúan moviéndose aguas abajo hasta la región de los lóbulos. La parte superior de la sucesión de Gerbe registra el abandono final del sistema.

La edad de esta unidad puede establecerse en base a su posición estratigráfica como Luteciense inferior.

2.6.2.18. Areniscas, conglomerados y lutitas (55). Complejo turbidítico de Banastón y Fumanal

Esta unidad aflora en dos áreas diferentes: en el límite occidental de la hoja, en donde se dispone sobre las unidades 48 y 54 y en las proximidades del anticlinal de Mediano. En este último sector su base es una superficie de discordancia que erosiona la Fm. Perarrúa (Un. 51).

Este tramo litológico está representado por un conjunto de niveles de areniscas y conglomerados que se encuentran intercalados entre depósitos turbidíticos constituidos por lutitas y areniscas, niveles de deslizamientos gravitacionales y depósitos de debritas fangosas.

Los cuerpos areniscosos tienen morfología canaliforme y pueden alcanzar los 4-5 m de espesor y hasta 200 m de extensión lateral. Están constituidos por estratos amalgamados de arenisca muy gruesa y conglomerados clasto-soportados (RAMPONE y ESTRADA, 1986). Las paleocorrientes de estos cuerpos se dirigen hacia el NO.

Su edad es difícil de precisar, pero su posición estratigráfica sugiere que podría ser Luteciense inferior.

2.6.2.19. Areniscas, lutitas y conglomerados en facies turbidíticas. (56)

Esta unidad aflora únicamente en el límite meridional de la hoja. Su base es una superficie de discordancia que recorta a diversos términos litológicos. En su límite occidental llega a apoyarse sobre las calizas de la Fm. Boltanya (Un. 43), de edad Cuisiense.

Consiste en una sucesión de lutitas grises, con intercalaciones de niveles de espesor centímetro a decímetro de areniscas de tamaño de grano de fino a medio. Presentan abundantes estructuras sedimentarias entre las que pueden observarse laminación paralela y *ripples*. Intercalados con estos sedimentos se encuentran también bancos de lutitas con cantos, que pueden interpretarse como depósitos de debritas fangosas. De forma más minoritaria se encuentran intercalaciones de bancos de areniscas de grano grueso y conglomerados, que tienen un espesor de varios decímetros a un metro; con frecuencia estos niveles se presentan amalgamados, formando cuerpos de geometría canaliforme. Con gran frecuencia los distintos niveles que componen la unidad presentan cicatrizes y deslizamientos gravitacionales contemporáneos con la sedimentación.

Las características sedimentológicas de esta unidad y su contexto paleogeográfico inducen a interpretar el ambiente de depósito de esta unidad como un sistema turbidítico de talud.

Aunque no se dispone de datos paleontológicos de esta unidad, su posición estratigráfica sugiere una edad Luteciense.

2.6.2.20. Areniscas en capas extensas y lutitas grises (57). Fm. Pano

La Fm. Pano fue definida por DONSELAAR y NIO (1982) para englobar los depósitos de areniscas y lutitas de origen deltaico, litoral y marino somero, situadas sobre las facies fluvio-aluviales de la Fm. Capella. Esta unidad aflora en el límite meridional de la hoja en un único afloramiento que forma el vértice Campanué. Su espesor total no puede determinarse debido a que su techo no aflora en el área de estudio. En su localidad tipo en la vecina hoja de Graus tiene un espesor máximo de 170 m.

Esta unidad está compuesta en su parte inferior por bancos de areniscas de gran extensión lateral intercalados entre lutitas grises bioturbadas. Los niveles de areniscas pueden llegar a tener espesores de hasta 30 m y presentar una organización interna compleja y diversa. De este modo se encuentran tanto secuencias granodecrescentes hacia arriba y geometrías de relleno de canal, como secuencias estrato o granocrescentes y superficies oblicuas debidas a la progradación de diferentes tipos de barras o lóbulos.

La parte superior de la formación, que aflora sólo de forma muy localizada en el límite meridional de la hoja consiste en una sucesión de lutitas grises bioturbadas, entre las que se intercalan capas decimétricas de areniscas de grano fino.

Las características sedimentológicas de esta unidad han sido estudiadas en detalle por varios autores. DONSELAAR y NIO (1982) y CUEVAS-GOZALO *et al.* (1985) concluyen que corresponde a depósitos transgresivos, producidos por la migración hacia tierra de un sistema de islas barrera. Por contra, BARNOLAS, *et al.* (1991) interpretan estos depósitos como el resultado de la progradación, mar adentro, de barras de *shoreface* asociadas a un delta dominado por oleaje.

La fauna de nummulítidos de esta formación recogida en la vecina hoja de Graus indica una edad Luteciense medio (SCHAUB, 1981; CUEVAS, 1989).

2.6.2.21. Areniscas y conglomerados (58). *Canales de Morillo y Guaso*

Esta unidad corresponde a dos cuerpos compuestos por areniscas y conglomerados que se encuentran intercalados en la parte superior de la Fm. San Vicente (unidad 48). Afloran en el límite occidental de la hoja inmediatamente al sur de la localidad de Ainsa. MUTTI *et al.* (1981) identificaron y describieron estos bancos, denominando Morillo al cuerpo estratigráficamente inferior, situado al NE y Guaso al superior.

Los niveles que constituyen esta unidad corresponden a cuerpos areniscosos o areniscoso-conglomeráticos constituidos por capas individuales de uno a varios metros de espesor que se recortan unas a otras presentando una geometría en forma de cuña a escala de afloramiento. La base de esos niveles presenta numerosas marcas de muro entre los que destacan los *flute cast*, indicadores de paleocorrientes dirigidas hacia el NNO y abundantes clastos blandos. La parte inferior de los bancos puede incluir lentes de conglomerados que se interpretan como depósitos residuales. Se encuentran también intercalados entre las capas de areniscas niveles de debritas fangosas.

Los cuerpos arenosos se intercalan entre tramos de lutitas grises con capas turbidíticas finas entre las que pueden encontrarse también niveles de deslizamientos gravitacionales o debritas fangosas y esporádicamente capas de calcarenitas bioclásticas de espesor inferior a los 30 cm.; pueden incluir además niveles de "megaripples" (facies B2) aislados entre las facies lutíticas.

La edad de esta unidad corresponde a la de la parte superior de la Fm. San Vicente en la que estos cuerpos se encuentran intercalados, y consecuentemente, se pueden atribuir al Luteciense superior.

2.6.2.22. Areniscas y lutitas en facies turbidíticas (59). *Excavación de Formigales*

Esta unidad se encuentra únicamente en dos pequeños afloramientos en el límite sur de la hoja. Se dispone de forma discordante sobre las unidades 53 y 57 y su techo está erosionado desconociéndose su relación con formaciones más modernas.

En la hoja de Graus donde aflora más extensamente, pueden reconocerse de una forma más completa las relaciones estratigráficas de estos depósitos. En este sector puede observarse que constituyen el relleno de una profunda depresión erosional, que ha sido interpretada como un cañón submarino (MUTTI *et al.*, 1985; BARNOLAS *et al.*, 1991). La superficie de erosión que delimita el cañón tiene una geometría canaliforme y unos 280 m. de profundidad máxima por 2,5 km de anchura.

Los materiales que constituyen esta unidad son areniscas y lutitas. Las areniscas se encuentran formando capas tabulares de espesor centimétrico y más ocasionalmente cuerpos lenticulares de espesor métrico y extensión lateral decamétrica, que muestran características típicas de relleno de canales turbidíticos. Las lutitas tienen muchos cantos dispersos y bloques, correspondiendo a debritas fangosas. Se encuentran también capas contorsionadas que sugieren la existencia de deslizamientos gravitacionales sinsedimentarios.

La edad de esta unidad es difícil de determinar debido a la ausencia de contenido fósil de interés bioestratigráfico. Su situación discordante sobre la Fm. Pano (Un. 57) y su posible correlación con los canales turbidíticos de Morillo y Guaso (MUTTI *et al.*, 1985; 1988), de edad Luteciense superior (SCHAUB, 1981) sugiere que podría ser Luteciense superior.

2.6.2.23. Margas con niveles arenosos canaliformes (60)

Esta unidad aflora únicamente en la esquina suroccidental de la hoja en donde se dispone por encima de la Fm. San Vicente (unidad 48). Representa un cambio lateral de facies entre las unidades 48 en su parte inferior y la suprayacente unidad 61.

Está compuesta por margas y lutitas grises, entre las que se intercalan capas decimétricas de areniscas de grano muy fino y limolitas, que pueden ser algo calcáreas. Los niveles arenosos pueden presentar bioclastos en la base y laminación paralela, con restos vegetales entre las láminas y se interpretan como depósitos turbidíticos. Las capas de limolitas tienen un aspecto noduloso y forman niveles de hasta 5 m de espesor en el que se encuentran cicatrices de deslizamientos gravitacionales. Dentro de esta sucesión se encuentran también capas bioclásticas de espesor decimétrico a métrico que pueden presentar geometría tabular o canaliforme y que pueden interpretarse como tempestitas. Los niveles canaliformes incluyen fragmentos de algas y corales, y abundantes cantes blandos. Entre las lutitas es frecuente encontrar horizontes con corales coloniales o algas calcáreas con evidencias de deslizamientos gravitacionales, así como niveles de lutitas con cantes (depósitos de *debris flow*; bloques de margocalizas o calizas arrecifales; e incluso olistolitos de hasta 1,5 m de diámetro).

La evolución vertical de esta unidad muestra que en la parte inferior de la serie dominan las lutitas con capas turbidíticas, mientras que hacia la parte superior, son más abundantes las capas bioclásticas resedimentadas. Los rasgos sedimentológicos sugieren que el conjunto de las facies representa un ambiente sedimentario de talud, relacionado en su techo con diferentes episodios de progradación de complejos arrecifales.

Al sur del área de estudio, SAMSO *et al.* (1994), reconocen en esta unidad faunas de Nummulites del Luteciense inferior y medio.

2.6.2.24. Areniscas y lutitas grises (61)

Esta unidad aflora únicamente en un pequeño sector de la esquina SO de la hoja y corresponde a la Fm. de Sobrarbe (DE FEDERICO, 1981).

Está compuesta por una sucesión de areniscas, lutitas y capas bioclásticas. Su límite inferior es un paso transicional con los sedimentos margosos de la unidad inferior (unidad 60), y su techo corresponde al límite con los depósitos continentales de la Fm. de Escanilla (unidad 62).

De acuerdo con DE FEDERICO (1981) la parte inferior de la formación, está constituida por una alternancia de niveles métricos a decamétricos de areniscas finas y lutitas arenosas bioturbadas. En las areniscas el grado de bioturbación es muy intenso, aunque se intuye la presencia de *ripples* de oscilación. Pueden contener Nummulites así como restos de gasterópodos, equinídos y lamelibranchios. Los niveles de lutitas presentan frecuentes cicatrices de deslizamientos (*slump scar*). Geométricamente, los niveles de areniscas se organizan formando cuñas progradacionales sobre las margas de la unidad infrayacente.

La parte media de la unidad incluye numerosos bancos de Nummulites, intercalados entre niveles métricos a decamétricos de areniscas y lutitas arenosas bioturbadas. Los Nummulites corresponden mayoritariamente a ejemplares del grupo perforatus (DE FEDERICO, 1981; BARNOLAS *et al.* 1991). Pueden formar niveles masivos de hasta 10 m. de espesor, con matriz areniscosa, o formar alternancias de capas clastosportadas, de contactos gradacionales, con capas de arenisca lutítica, o lutita con Nummulites dispersos. También pueden encontrarse capas tabulares clastosportadas, de aspecto masivo y base planar erosiva. BARNOLAS *et al.* (1991), interpretan estos depósitos como lumaquelas transgresivas formadas *in situ*, entre distintos ciclos de progradación deltaica.

La parte superior de la formación está constituida por areniscas finas a medias y limolitas, en ocasiones muy bioturbadas, que pueden formar secuencias granocrecientes de varios metros de espesor. Presentan estratificación centi- a decimétrica, con láminas paralelas, *ripples* de corriente u oscilación y estructuras *flaser*. Ocasionalmente presentan estratificación cruzada planar tangencial, sigmoidal o de surco, e incluso *foreset*s gigantes asociados a cicatrices de *slump* (BARNOLAS *et al.* 1991). Son frecuentes las cicatrices internas de erosión, a veces llenadas por capas lenticulares de arenisca, gradadas o bien con laminación paralela o de surco laxo (DE FEDERICO, 1981). Estas cicatrices se asocian tanto a deslizamientos como a paleocanales. BARNOLAS *et al.* (1991), interpretan estos sedimentos como depósitos de talud, frente y llanura deltaica.

Por su posición estratigráfica, puede atribuirse a la Fm. de Sobrarbe una edad Luteciense superior, ya que se sitúa entre las formaciones de Grustán (presente en la contigua hoja de Graus) y de Escanilla.

2.6.2.25. *Lutitas rojas, areniscas y conglomerados (62). Fm. Escanilla*

Esta unidad se encuentra presente únicamente en un pequeño afloramiento en la esquina suroccidental de la hoja en donde se dispone de forma concordante sobre la unidad 61. Corresponde a la Fm. de Escanilla definida por GARRIDO-MEGIAS (1968). En el ámbito de la presente hoja únicamente afloran los términos inferiores de esta unidad con unos 50 m de espesor, siendo el espesor completo de la unidad, en las áreas vecinas próximo a 500 m.

Esta unidad está compuesta por lutitas de colores rojizos o anaranjados, que intercalan niveles de areniscas y conglomerados de morfología canaliforme. También se encuentran horizontes de niveles de paleosuelos.

Los paleocanales presentan bases erosivas muy irregulares y relleno multiepisódico, con estratificación cruzada planar o de surco, cicatrices de erosión y niveles de conglomerados residuales. Estos depósitos presentan características sedimentológicas indicativas de un ambiente de depósito de cauces trenzados.

BENTHAM *et al.* (1992), atribuyen una edad Luteciense terminal-Priaboniense al conjunto de la formación, basándose en los datos bioestratigráficos existentes y en la correlación de varias secciones magnetoestratigráficas.

2.7. CUATERNARIO

2.7.1. *Cantos calcáreos angulosos cementados (64). Coluviones antiguos*

Estos depósitos corresponden a antiguos depósitos de ladera formados por cantos dominante calcáreos que hoy día se encuentran cementados formando rocas

consistentes que tapizan las laderas. Sus afloramientos se localizan en las cabeceras de los barrancos de los Neis y Yali, en la falda meridional del Baciero y, sobre todo en las estribaciones de la Peña Montañesa. En el barranco de los Neis, donde se encuentran cortados por el encajamiento del torrente pueden reconocerse espesores de hasta 10 m y observarse su estructura interna formada por horizontes de bloques con una pendiente deposicional original.

Están compuestos por cantes heterométricos de calizas que varían entre fragmentos de tamaño grava y bloques de 30 cm. Los cantes se encuentran soldados, ya que su naturaleza calcárea ha propiciado la disolución de carbonato y su precipitación en las áreas de contacto. Estos depósitos presentan una acusada pendiente deposicional que corresponde a la pendiente montañosa de depósito original.

Tienen un carácter fósil, puesto que aparecen erosionados formando cerros testigos colgados a gran altitud sobre la red fluvial activa y, en ocasiones, cubiertos por depósitos más modernos. Se sugiere una edad Pleistoceno para estos depósitos.

2.7.2. Conglomerados de cantes redondeados, arenas y arcillas (63, 65 y 68). Glacis

Constituyen los depósitos asociados a superficies de regularización de la pendiente que se encuentran colgados a diversos niveles sobre la red aluvial funcional en la actualidad.

Se han agrupado en tres episodios según la diferencia de cotas con el cauce fluvial actual. Los afloramientos de los depósitos más antiguos, correspondientes a la unidad 63 son muy escasos y corresponden a pequeñas masas localizadas al SE de la localidad de Campo. La unidad 65 aflora mucho más extensamente, sobre todo en las laderas septentrionales de la Sierra de Santa Cruz, y en la falda meridional de la Sierra Ferrera; uno de estos últimos afloramientos corresponde a una extensa superficie con una longitud de 3,5 Km, sobre la que se asienta la localidad de Fuendecampo. Finalmente, la unidad 68 aflora sobre todo en la depresión de Tierrantona.

Presentan un espesor variable, generalmente comprendido entre 3 a 10 m. Están formados por cantes de subangulosos a subredondeados de calizas, areniscas y, en ocasiones, de pudingas y cuarcitas con un tamaño medio de 4-10 cm, envueltos en una matriz mayoritaria compuesta por arenas, limos y arcillas de colores amarillentos y rojizos.

Por comparación de sus cotas con los sistemas de terrazas con los cuales enlazan, se les atribuye una edad Pleistoceno.

2.7.3. Conglomerados, gravas y arenas (66 y 69). Terrazas

Corresponden a los distintos niveles de sedimentos fluviales depositados por los ríos Cinca y Ésera, así como por el río de la Nata, afluente del Cinca. Hay que señalar que la sucesión visible del río Cinca es parcial, dado que esta embalsado en casi la totalidad de su curso al atravesar la hoja de Campo.

Estos depósitos tienen potencias comprendidas entre 1 y 7 m; aunque los espesores más frecuentes son de 3 a 4 m. Están formados por gravas y cantes de subredondeados a bien redondeados de tamaños medios entre 4 y 10 cm, pudiendo superar los 50 cm el centílo. Los niveles presentan una textura clastosportada e imbricación de cantes, con una matriz arenosa. Localmente, las terrazas pueden incorporar niveles lenticulares de hasta 1 m de potencia de limos arenosos que incorporan cantes dispersos y a menudo laminaciones cruzadas.

Su composición litológica varía según la naturaleza del substrato geológico en las áreas de cabecera de los ríos. De esta forma, las terrazas del Ésera tienen cantos de granitos, conglomerados, areniscas, cuarcitas, esquistos y calizas de variadas procedencias, mientras que en las del río Cinca la litología está mayoritariamente compuesta por cantos de calizas y areniscas.

Se atribuye una edad Pleistoceno a los dos niveles de terrazas presentes en la hoja.

2.7.4. Bloques y cantos en matriz arcillosa (67). Morrenas

Los depósitos glaciares correspondientes a esta unidad están representados por dos pequeños afloramientos localizados al oeste de Barbaruens a una cota de 1600 m.

Litológicamente están compuestos por arcillas grisáceas que incluyen cantos y bloques de calizas y areniscas; los cantos son angulosos y presentan un tamaño muy variado desde 16 2 cm. hasta 2 m. Estos afloramientos probablemente corresponden a los restos degradados de la morrena lateral de un glaciar que discurre por el valle de Barbaruens. El afloramiento más meridional tiene una forma de arco y delimita una pequeña cuenca endorreica que actualmente está recubierta por depósitos de ladera.

Dada la falta de otros depósitos glaciares en la hoja que permitan situar estratigráficamente estos depósitos se han considerado genéricamente como de edad Pleistoceno.

2.7.5. Arcillas rojizas (70). Cubetas de descalcificación

Estos depósitos se encuentran únicamente localizados en la vertiente suroccidental del Pico San Juan, en la esquina nor-oriental de la Hoja. Están compuestos por arcillas de color rojo vivo que se encuentran rellenando una depresión kárstica desarrollada sobre materiales calcáreos. Se desconoce el espesor que representan estos depósitos ya que sólo se observa su parte superficial.

Muy probablemente estos depósitos comenzaron a originarse durante el Pleistoceno y su proceso de formación sigue activo en la actualidad por lo que se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.7.6. Cantos y bloques angulosos (71). Depósitos de ladera

Esta unidad se encuentra localizada al pie de grandes escarpes rocosos por lo que se encuentra localizada preferentemente en la esquina nor-occidental de la hoja en torno a los relieves de la Peña Madrid, Montañeta de Seira y Baciero. Otro pequeño afloramiento se localiza en el núcleo del anticlinal de Mediano.

Estos depósitos están formados por cantos y bloques angulosos de naturaleza dominante calcárea, sin apenas matriz arcillosa y sin cemento carbonatado. Los tamaños de los clastos están comprendidos entre los 6-7 cm de media y hasta 1 m de tamaño máximo. Los diámetros mayores de cantos y bloques se encuentran preferentemente situados en la base del depósito.

Se trata de una forma del relieve totalmente activa en la actualidad que corresponde a acumulaciones de piedras y bloques derivados de los escarpes rocosos, originados en numerosas ocasiones por procesos de fracturación crioclástica.

La edad de estos depósitos corresponde al Holoceno.

2.7.7. Cantos, gravas, arenas y arcillas (72). Conos de deyección

Esta unidad cartográfica está compuesta por cantos y gravas de naturaleza polimíctica que pueden incluir una matriz de limos y arcillas. La distribución de tamaños de los cantos es muy heterométrica, desde cantos centimétricos hasta bloques de dimensiones superior al metro. Se trata de depósitos localizados en la afluencia de barrancos y torrentes a un cauce principal.

En el ámbito de presente hoja esta unidad está presente únicamente en unos pequeños afloramientos distribuidos por la mitad norte de la hoja; el más importante de ellos es el localizado en la esquina NE de la hoja en las cercanías de El Run.

La edad de estos depósitos es Holoceno.

2.7.8. Cantos, gravas arenas y arcillas (73). Coluviones

Esta unidad está compuesta por cantos y gravas subangulosos de naturaleza polimíctica (dependiendo del área fuente) que pueden incluir una matriz de limos y arcillas. La distribución de tamaños de los cantos es muy heterométrica, desde cantos centimétricos hasta bloques de dimensiones superior a un metro.

Estos depósitos se encuentran irregularmente repartidos por todo el ámbito de la hoja de Campo. Se han cartografiado allí donde su espesor y anchura de afloramiento lo han aconsejado, aunque puede indicarse que tapizan las laderas de la zona de una manera generalizada.

El espesor de esta formación superficial es muy variable, llegando a alcanzar los 6-7 m visibles.

A todos estos depósitos se les asigna una edad holocena, aunque no hay que descartar la posibilidad de que el inicio de su génesis en algunos casos corresponda al Pleistoceno.

2.7.9. Cantos, gravas y arenas (74). Depósitos aluviales

Esta unidad incluye los sedimentos de los cauces activos de los cursos de agua principales que recorren la hoja: los ríos Ésera y Cinca y sus afluentes, ríos Rialbo, río de la Nata y barranco de la Usia.

Estos depósitos están compuestos por bancos y barras compuestos por cantos redondeados de naturaleza polimíctica. Los cantos se encuentran bien redondeados y generalmente presentan buena clasificación encontrándose cuerpos sedimentarios con cantos de tamaños superiores a 7-10 cm y otros niveles compuestos por gravas. También se encuentran, de forma más ocasional, depósitos de niveles de arenas y arcillas en los márgenes de los cauces.

Estos sedimentos se encuentran totalmente activos en la actualidad y por consiguiente se les asigna una edad Holoceno.

2.7.10. Travertinos (75)

Esta unidad corresponde a depósitos de carbonatos originados en las surgencias de aguas subterráneas saturadas en bicarbonato cálcico. Se trata de masas porosas de color beige formadas por moldes de restos vegetales sobre los que precipita el sedimento carbonatado. El único afloramiento cartografiable perteneciente a esta unidad se localiza en las cercanías de la localidad de Aguas Caldas; corresponde a una masa de varios metros de espesor que se encuentra llenando el cauce que recoge las aguas de una importante surgencia de aguas carbonatadas.

Se atribuye una edad Holoceno a estos depósitos, que continúan formándose en la actualidad.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, la hoja de Campo se encuentra situada en la vertiente meridional del Pirineo Central, constituida por estructuras alpinas de cabalgamiento y plegamiento vergentes hacia el sur. En concreto, la hoja abarca el extremo noroccidental de la que SEGURET (1972) definió como Unidad Surpirenaica Central (USC), para incluir el conjunto de láminas cabalgantes más altas y orientales del Pirineo Central que se caracterizan por presentar potentes series meso- y cenozoicas. El límite de esta unidad está constituido por un conjunto de estructuras con direcciones oblicuas o transversales a la cordillera, frecuentemente recubiertas por una compleja distribución de unidades estratigráficas sintectónicas. En su sector occidental, en donde se sitúa la hoja de Campo, la USC se superpone sobre otra gran unidad alóctona pirenaica: la unidad de Gavarnie.

Internamente la Unidad Surpirenaica Central está compuesta por una serie imbricada de distintas láminas cabalgantes que fueron emplazadas progresivamente hacia el sur. En su sector noroccidental, en donde se sitúa el área de estudio, la USC está representada por la unidad del Cotiella, que constituye una de las unidades de emplazamiento más temprano de la USC.

Los principales trabajos sobre la estructura del área cartografiada se deben a MISCH (1934), GARRIDO-MEGIAS (1973), PAPON (1969a,b), SOLER y GARRIDO (1970), SEGURET (1972), FARELL *et al.* (1987), MARTÍNEZ-PEÑA (1991), MARTINEZ PEÑA y MILLÁN-GARRIDO (2003) y GARCÍA-SENZ (2002).

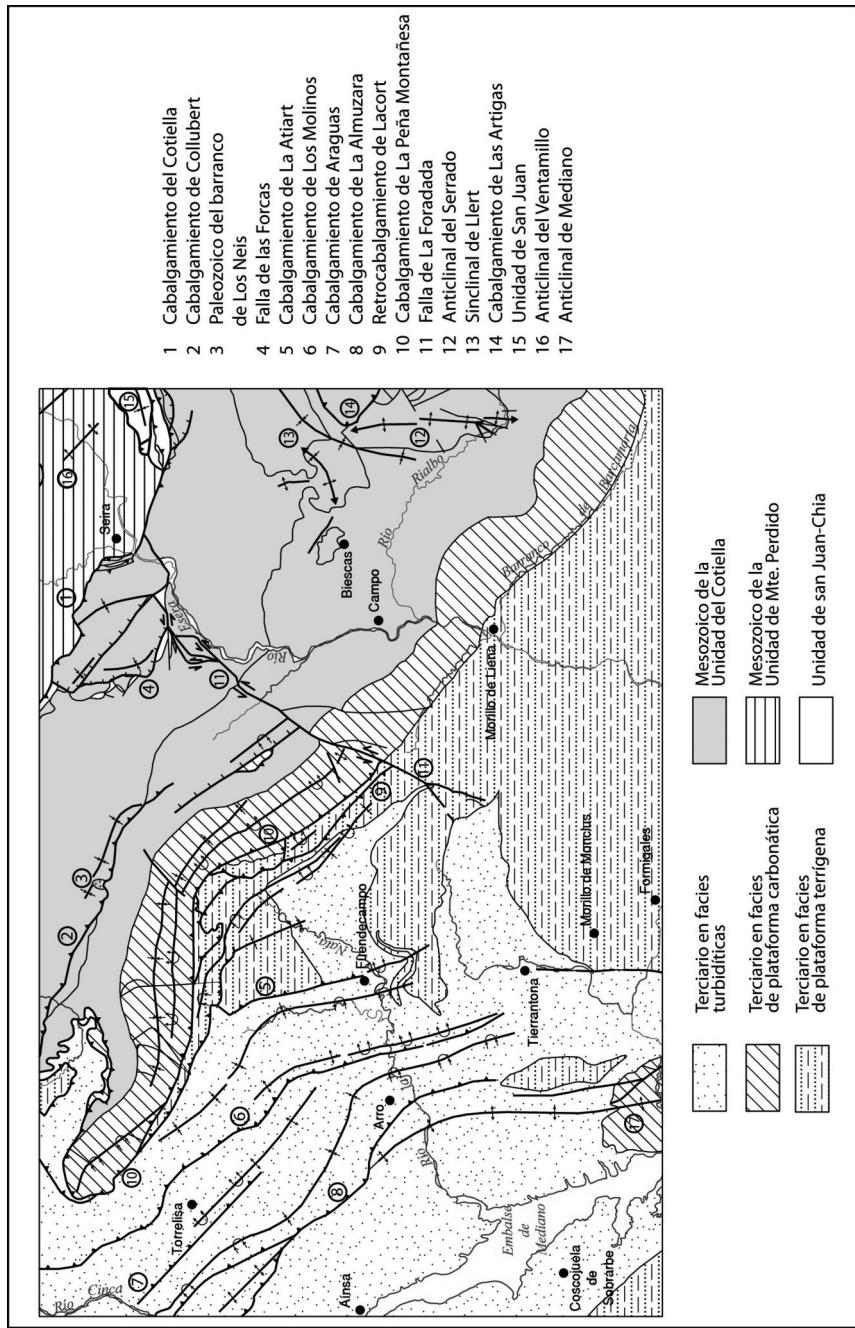
El autóctono relativo de la Unidad del Cotiella es la escama de Monte Perdido perteneciente a la Unidad de Gavarnie. Como ya se ha descrito en el apartado de estratigrafía las sucesiones estratigráficas mesozoicas de las unidades de Gavarnie y Cotiella son muy diferentes como resultado de la fase de deformación distensiva que tuvo lugar durante el Senoniense, previamente a la fase compresiva de edad Alpina que es la responsable de la estructuración actual de la hoja.

Además de estas dos principales unidades, en la esquina NE de la hoja se encuentran también unos pequeños afloramientos correspondientes a dos pequeñas escamas tectónicas, las unidades de San Juan y Chía, que presentan sucesiones estratigráficas comparables a las de la Unidad Surpirenaica Central.

Un rasgo tectónico muy llamativo de la hoja de Campo es la falla de la Foradada. Se trata de una estructura vertical que corta las series estratigráficas de la Unidad del Cotiella en dirección NNE-SSO por la parte central de la hoja, delimitando dos áreas con disposición estructural muy diferente. Esta estructura, de historia compleja, presenta características de desplazamiento en dirección, correspondiendo a una *tear fault* del sistema de cabalgamientos de la Unidad del Cotiella.

Como consecuencia de la presencia de todas estas estructuras la disposición tectónica de la hoja de Campo es muy compleja y su análisis se abordará de forma pormenorizada para cada una de las grandes unidades presentes (ver Fig. 1).

Fig. 1.- Esquema estructural de la hoja de Campo con indicación de las principales estructuras.



3.1. UNIDAD DEL COTIELLA

La unidad del Cotiella corresponde a una gran estructura alóctona que superpone una potente serie compuesta por unidades del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno inferior sobre los materiales eocenos de la Cuenca de Ainsa. La existencia de esta unidad se conoce ya desde los trabajos clásicos (DALLONI, 1910; JACOB, 1927; Jacob *et al.*, 1927; Misch, 1934) si bien son los estudios de Seguret (1972), GARRIDO Y RIOS (1972) y Rios *et al.* (1982) los que ofrecen por primera vez una cartografía y descripción detallada.

La superficie de cabalgamiento basal de esta unidad está casi totalmente exhumada en su parte trasera septentrional y en su sector occidental, en donde aflora con disposición subhorizontal, o ligeramente inclinada hacia el sur. Esta superficie corresponde, en líneas generales, a una rampa de bloque inferior que corta con un bajo ángulo unidades de edad desde Maastrichtiense al norte a materiales del Paleoceno y Eoceno inferior progresivamente hacia el sur. La geometría del bloque superior de la unidad corresponde a una gran rampa: en su parte trasera el límite inferior de la unidad se sitúa sobre el Keuper, que constituye el nivel de despegue y corta con ángulo elevado hacia el sur las potentes series del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno inferior. En su parte frontal el cabalgamiento basal de la Unidad del Cotiella se encuentra fosilizado por sedimentos sintéctónicos del Cuisiense y Luteciense inferior (SOLER y GARRIDO, 1970).

La parte frontal de la lámina del Cotiella presenta una gran complejidad debido a la ramificación del cabalgamiento principal en varias láminas imbricadas de cinemática compleja. Estas estructuras presentan una disposición arqueada que responde a configuraciones de rampa lateral y frontal.

El desplazamiento alóctono total de esta unidad hacia el sur ha sido estimado por SÉGURET (1972) en 20 Km y también posteriormente por RIOS *et al.* (1982) en un mínimo de 15 y probablemente 20 Km midiendo el desplazamiento de los puntos de interrupción de las unidades del Paleoceno en su bloque inferior en el valle de Cinqueta y de su bloque superior en la Peña Montañesa.

La unidad se encuentra cortada en su parte central por la Falla de la Foradada que delimita dos conjuntos que tienen una estructura muy diferente. En el sector occidental, la unidad del Cotiella se encuentra compuesta por dos subunidades: la lámina de Collubert y el sistema imbricado de la Peña Montañesa. Al este de la Falla de La Foradada no aflora el cabalgamiento basal de la unidad en su parte frontal y, en su sector más oriental, la estructura está dominada por pliegues de orientación N-S a NE-SO como los anticlinales del Serrado y Aguascaldas y el sinclinal de LLert.

3.1.1. Sector occidental de la Unidad del Cotiella

Al oeste de la Falla de La Foradada, la estructura de la Unidad del Cotiella presenta varias superficies de cabalgamiento imbricadas, que sin embargo no se observan al este de la citada falla. Estas estructuras pueden agruparse en dos unidades principales: la lámina de Collubert al N y el Sistema imbricado de la Peña Montañesa al S. La estructura interna de ambos conjuntos es muy diferente estando constituida cada una de ellas por estructuras menores, como se describirá a continuación.

3.1.1.1. Lámina de Collubert

La lámina de Collubert (BARNOLAS *et al.* 1991) -también descrita como Unidad del Cotiella s.s. (MUÑOZ *et al.* 1994)- es la unidad cabalgante más septentrional del manto del Cotiella en el ámbito de la hoja. Está compuesta por una potente serie calcárea del Cretácico superior que se superpone discordantemente sobre los materiales triásicos de la facies Keuper.

Su superficie basal -cabalgamiento de Collubert- superpone las Calizas de Aguas Salenz (Unidad 22, Santoniense) sobre las Turbiditas de Vallcarga (Unidad 26, Santoniense-Campaniense) a lo largo del margen norte del barranco de la Garona, el collado de Collubert y la cabecera del barranco de Viu, amortiguándose su desplazamiento hacia el este hasta hacerse inapreciable. Hacia el NO esta estructura se entronca con el cabalgamiento basal de la unidad del Cotiella en el barranco de Irués, ya fuera del ámbito de la Hoja.

La estructura interna de esta lámina está dominada por grandes fallas normales de geometría lístrica de orientación NO-SE que hunden el bloque septentrional. Este sistema de fallas distensivas queda cortado hacia el este por la traza rectilínea de una estructura subvertical que discurre por el valle del río Ésera y que corresponde a la prolongación de la Falla de la Foradada hacia el NE.

La principal de estas estructuras, la falla de Las Forcas -que recorre la cresta oriental de la Peña Madrid hasta el collado de Las Forcas- permite dividir esta unidad en dos conjuntos: la unidad de la Peña Madrid-Yali al SO y la unidad de la Montañeta de Seira al NE.

a. Unidad de la Peña Madrid-Yali

La estructura de unidad de la Peña Madrid-Yali está compuesta por una potente serie verticalizada de las Calizas de Aguas Salenz. Hacia el norte las capas se presentan invertidas buzando fuertemente en esa dirección, pasando a ser verticales y buzando al sur progresivamente hacia sectores más meridionales. El sustrato de esta unidad, compuesto por una serie completa del Cretácico superior, superpuesta discordantemente al Keuper, aflora en la vertiente oriental de la Peña Madrid en donde se encuentra cortado por la falla de Las Forcas que representa el límite oriental de la unidad.

En el extremo NE de esta unidad la inversión de la serie cretácica llega a dibujar un anticlinal siniforme cortado hacia el norte por la falla normal de Las Forcas. El núcleo de esta estructura se localiza en la zona de "El Cabecillo" en el límite septentrional de la hoja. En este punto las calizas del Cenomaniense (Unidad 15) se disponen con un suave buzamiento hacia el NE sobre los depósitos del Turoniense y Coniaciense, recuperándose progresivamente la polaridad normal de la serie hacia el SO. Esta estructura constituye una prolongación del anticlinal tumbado del Pico Reduno descrito en la vecina hoja de Bielsa (RIOS *et al.* 1982). La disposición interna de la potente serie de las calizas de Aguas Salenz, que forma la envolvente de esta estructura hacia el sur, muestra una geometría de abanicos de capas que se abren hacia abajo, lo que indica la existencia de una tectónica activa durante su depósito. Dada la elevada tasa de sedimentación que supone el depósito de las calizas de Aguas Salenz y el contexto geodinámico pirenaico contemporáneo, muy probablemente estas geometrías indican la existencia de fallas normales sinsedimentarias de crecimiento, con geometría lístrica, que controlaron la sedimentación durante el Coniaciense-Santoniano inferior. Estas fallas corresponderían a estructuras como la ya descrita de las Forcas, que presentan todavía en la actualidad una geometría lístrica dirigida hacia el NE y que sufrieron una parcial inversión

tectónica durante la etapa compresiva pirenaica. La combinación del rotación del flanco activo durante la etapa distensiva y su apretamiento durante la etapa compresiva pueden explicar la formación de un pliegue anticlinal siniforme en su núcleo. Aunque algunos autores habían interpretado estas fallas como cabalgamientos (SÉGURET, 1972; MARTINEZ-PEÑA, 1991), sin embargo más recientemente GARCÍA-SENZ (2002) y McCLAY *et al.* (2004) proponen una interpretación similar a la aquí expuesta.

Un afloramiento que atestigua el carácter distensivo de estas fallas se localiza en la parte baja del barranco de los Neis. En este punto, el bloque superior del cabalgamiento basal de la lámina de Collubert presenta una estructura anticlinal vergente al sur que presenta una serie completa, pero de espesor muy reducido, del Cretácico superior cuyo núcleo está ocupado por un pequeño afloramiento de materiales paleozoicos y Permotriásicos. Su flanco meridional es subvertical, mientras que el septentrional buza suavemente hacia el norte donde está cortado por una falla normal de orientación ONO-ESE. Este afloramiento puede interpretarse como un truncamiento (*short-cut*) del bloque inferior del ápice de una gran falla distensiva. Esta falla se correspondería con el actual cabalgamiento de Collubert, que de este modo representaría la inversión tectónica de una estructura distensiva previa. Esto explica el amortiguamiento de esta estructura que disminuye su salto hacia el E haciéndose inapreciable.

b. Unidad de la Montañeta de Seira

La estructura de esta unidad corresponde de forma general a dos sinclinales de orientación NNO-ESE constituidos mayoritariamente por las Calizas de Aguas Salenz, separados por una falla normal que hunde el bloque NE. Los límites de esta unidad están constituidos por la superficie basal del cabalgamiento del Cotiella al NE y la falla de Las Forcas al SO.

Los términos inferiores de la serie presente en la unidad, que incluyen una pequeña lámina de Keuper por debajo de las calizas del Cenomaniense superior, afloran en su límite oriental en las proximidades de Seira. En este punto pueden reconocerse dos pequeñas escamas que repiten la parte inferior de la serie. Estas estructuras podrían corresponder a pequeños *horses* formados por la diversificación de la superficie de cabalgamiento en el límite entre dos litologías de diferente competencia o a retrocabalgamientos; en ausencia de indicadores cinemáticos no es posible decantarse por una de las dos hipótesis.

3.1.1.2. Sistema imbricado de la Peña Montañesa

El Sistema imbricado de la Peña Montañesa, corresponde a un conjunto de cabalgamientos y pliegues asociados que representan la parte frontal de la Unidad del Cotiella, emplazado sobre los materiales eocenos de la cuenca de Ainsa. Este conjunto de estructuras compresivas se extiende hacia el este hasta la Falla de la Foradada, a partir de la cual ya no se observa ninguna estructura en superficie.

Los cabalgamientos que componen este sistema se encuentran fosilizados por los sedimentos sintectónicos de la cuenca turbidítica de Ainsa. Estas relaciones permiten reconstruir su secuencia de emplazamiento en la que se diferencian dos conjuntos: Una serie de cabalgamientos y pliegues asociados que muestran una secuencia de emplazamiento de bloque inferior (*piggy back*), conjunto conocido por algunos autores como "Sistema de La Cabezonada-Arro" (MARTINEZ-PEÑA, 1991), y una estructura posterior, fuera de secuencia que corta este sistema y que corresponde al cabalgamiento de la Peña Montañesa s.s. A continuación se describen las características de cada una de estas estructuras de acuerdo con

su edad de emplazamiento de más antigua a más moderna.

a. Cabalgamiento de La Atiart

El cabalgamiento de La Atiart es la estructura más temprana de este sistema. Aflora a ambos lados de La Peña Montañesa en donde se encuentra cortado por el cabalgamiento homónimo.

Al sur de la Peña Montañesa el cabalgamiento de La Atiart presenta una traza arqueada y está constituido por dos planos imbricados que se abren hacia el SE: un segmento orientado ONO a ESE, y otro aproximadamente de norte a sur. El primero se encuentra buzando hacia el N y cabalga ligeramente al segundo que buza ligeramente hacia el este.

El segmento N-S de esta estructura se dispone en suave rampa de bloque inferior sobre los canales turbidíticos de Fosado. Su bloque superior presenta también una morfología de rampa, cortando términos más modernos hacia el sur, desde las calizas de La Pobla (Un 39) hasta las turbiditas de la Fm. San Vicente (Un 48) que se disponen discordantemente sobre la Fm. Castigaleu en la discordancia de la Atiart. La superficie de cabalgamiento se prolonga hacia el sur desde este punto, ya dentro de la serie turbidítica, como puede observarse en el barranco de la Sorda, amortiguándose en un pliegue de contorno con fuerte inmersión axial (del orden de 45°) en el paraje conocido como Los Comunes, al Sur de Fuendecampo.

La estructura del bloque superior de esta unidad está compuesta por un amplio sinclinal, en cuyo núcleo se encuentran la Fm. Castigaleu, cortada hacia el SE por la superficie de erosión de La Atiart, fosilizada por la parte inferior de la Fm. San Vicente (turbiditas de Fosado). A partir de la cartografía y los cortes geológicos, se deduce un desplazamiento mínimo de 4 km.

Al Norte de la Sierra Ferrera, en el barranco de La Garona, parece correlacionarse con el cabalgamiento que puede observarse en la serie turbidítica eocena por debajo del *klippe* de la Peña Solana (RIOS et al., 1982).

b. Cabalgamiento de Los Molinos

El cabalgamiento de Los Molinos se encuentra al SO del cabalgamiento de La Atiart. Presenta una traza arqueada de orientación general NNO-SSE extendiéndose desde el límite septentrional de la hoja hasta las cercanías de Tierrantona.

Su plano es una superficie de rellano o rampa suave en la mayor parte de su trazado. Discurre entre los depósitos turbidíticos de la Fm. San Vicente (Un 48) provocando la repetición de un conjunto de canales turbidíticos -equivalentes, por su posición estratigráfica, a los canales de Fosado- que en su bloque superior se encuentran entre el cuello de Arro y Oncins mientras que en el bloque inferior aparecen en las proximidades de Torrelisa.

Hacia el sur, el plano de cabalgamiento se verticaliza, pasando a afectar al flanco inverso de un anticlinal vergente al oeste (anticlinal de Charo) que presenta una fuerte inmersión axial hacia el sur, desapareciendo ambos en las proximidades de Luján. Las estimaciones del desplazamiento del cabalgamiento de Los Molinos sugieren un acortamiento de aproximadamente 3 km.

La estructura del bloque superior del cabalgamiento, está constituida por un amplio sinclinal (sinclinal de Fosado) orientado de NNO a SSE que presenta su flanco oriental invertido en las cercanías del cabalgamiento de La Atiart.

Esta estructura se forma en el bloque inferior del de La Atiart y con posterioridad a él (secuencia de emplazamiento de bloque inferior, *piggy back*) ya que afecta los materiales que constituyen el relleno del cañón de Charo (Un 48c) que a su vez postdatan el cabalgamiento de la Atiart.

c. Cabalgamiento de Araguas

Al SO de la estructura de los Molinos, en la zona comprendida entre Araguas y Torrelisa, se encuentra un nuevo cabalgamiento -Cabalgamiento de Araguas- que tiene un trazado rectilíneo de dirección NO-SE.

Esta estructura corta el flanco inverso de una estructura anticlinal paralela, de vergencia SO que presenta un cierre periclinal en las proximidades del Cuello de Arro. En su extremo NO superpone los canales turbidíticos de Torrelisa sobre los depósitos del canal de Arro (Un 49).

d. Cabalgamiento de la Almuzara

El cabalgamiento de la Almuzara constituye el cabalgamiento inferior del sistema imbricado de la Peña Montañesa. En realidad se trata de dos cabalgamientos orientados NO-SE, que se entroncan en uno solo en ambos sentidos. Se extienden desde el flanco oriental del anticlinal de Añisclo, hasta las proximidades de la localidad de Arro. Superponen el cuerpo areníscoso de Arro sobre el de Gerbe (Un 54).

El bloque superior de esta unidad presenta una estructura de vergencia suroccidental formada por dos estrechos anticlinales frontales y un amplio sinclinal.

e. Retrocabalgamiento de Lacort

Esta es una estructura de orientación NO-SE que se sigue desde la falla de La Foradada hasta las proximidades de San Juan, donde desaparece cortada por unas pequeñas escamas asociadas al cabalgamiento de la Peña Montañesa.

Presenta un desplazamiento hacia el NE que puede estimarse en unos 300 m, haciendo desaparecer bajo él al Cisiense basal (nivel de Morillo) y a la mayor parte de las facies margosas equivalentes a las "Areniscas de Roda".

Este cabalgamiento presenta una estrecha relación con la Falla de la Foradada y probablemente representa una respuesta al movimiento dextro de esta estructura acomodando parte del desplazamiento de su bloque occidental hacia el norte.

f. Cabalgamiento de la Peña Montañesa.

La Unidad de la Peña Montañesa es la más alta del sistema imbricado. Presenta una forma arqueada con un trazado E-O que pasa a ser NO-SE en su mitad oriental.

Su superficie de cabalgamiento basal -cabalgamiento de la Peña Montañesa- aparece estrechamente ceñido al abrupto relieve topográfico de la Peña Montañesa y Sierra Ferrera. Esta superficie tiene una disposición subhorizontal, buzando suavemente hacia el E y entroncándose hacia el norte con el cabalgamiento de Collubert. En el área del barranco de la Garona asociadas a esta estructura se encuentran numerosas pequeñas escamas o *horses* compuestas por diversas unidades del Paleoceno. Una de las escamas paleocenas de la base de este cabalgamiento reaparece en *semiklippe* al este del collado de Collubert en

la vertiente del río Ésera entre las localidades de Senz y Viu, en donde se encuentra cortada por una falla normal que hunde el bloque septentrional. En su trazado frontal la superficie de cabalgamiento basal de la unidad se sitúa en casi todo su recorrido sobre las margas de Rigual (Un 38).

Su estructura interna está compuesta por una rampa de bloque superior que corta hacia el sur una serie invertida del Campaniense al Daniense, y un estrecho cinturón de pliegues desarrollados en los materiales competentes del Paleoceno y Eoceno inferior en su parte frontal:

El buzamiento medio de la sucesión invertida del Campaniense-Maastrichtiense es de 70 ° al N y es bastante constante; se encuentra afectada por un clivaje que presenta un buzamiento de 30° a 40° hacia el NE. Su estructura es simple, consistente en una serie monocinal, excepto en su extremo oriental, en las proximidades de la falla de la Foradada, donde presenta un tren de pliegues vergentes al SO estrechamente apretados.

La parte frontal de la lámina compuesta por unidades del Paleoceno al Eoceno inferior muestra una estructura compleja dominada por pliegues apretados y asimétricos subparalelos a la traza del cabalgamiento. El más occidental de ellos corresponde al sinclinal que configura la cima de la Peña Montañesa, que se encuentra cortado por el cabalgamiento basal. Hacia el este, la estructura responde a un par anticinal-sinclinal que, en este caso, parecen estar relacionados con el emplazamiento del cabalgamiento; estos pliegues se relevan lateralmente mediante una zona de fuerte inmersión axial localizada precisamente en el punto de inflexión de la traza arqueada de la unidad, posiblemente correspondiente a la transición rampa frontal-rampa lateral.

Su carácter de estructura tardía de la Unidad de la Peña Montañesa -correspondiente a un cabalgamiento fuera de secuencia del sistema imbricado- se pone de manifiesto al cortar estructuras previas como el cabalgamiento de la Atiart y el retrocabalgamiento de Lacort.

El desplazamiento deducido a partir de la cartografía y los cortes geológicos es de aproximadamente siete Km para su afloramiento mas occidental, disminuyendo hacia la falla de la Foradada. Esta diferencia de desplazamiento implicaría un componente de rotación senestra que estaría de acuerdo con el desplazamiento senestro que puede observarse a nivel de las unidades paleocenas en la estructura de la Foradada.

El límite superior de edad del cabalgamiento de La Peña Montañesa no puede precisarse directamente, aunque la fosilización definitiva de la falla de La Foradada por los conglomerados de la parte superior del Grupo de Campanué superior-Capella (Luteciense inferior) sugiere que ésta puede ser la edad del cese de actividad principal del sistema de cabalgamientos del Cotiella.

3.1.2. Falla de La Foradada

La falla de la Foradada corresponde a una estructura vertical de orientación NNE-SSO situada en la zona central de la Hoja que, como ya se ha mencionado, delimita dos sectores con una disposición tectónica muy diferente. Se trata de una estructura muy conspicua descrita por autores anteriores como una falla con características de movimiento en dirección dextra (NIJMAN y NIO, 1975; MUTTI *et al.*, 1988; NIJMAN, 1989), que ha ejercido un papel paleogeográfico importante durante el Cisiense y el Luteciense basal. El hecho de que

límite el conjunto imbricado del cabalgamiento del Cotiella en su parte oriental le confiere características de *tear fault* del sistema. Su orientación es aproximadamente paralela a la dirección de transporte de las láminas cabalgantes.

El trazado de esta estructura descrito por autores anteriores la circunscribía entre los afloramientos paleocenos de la Sierra Ferrera al N hasta la Sierra de Campanué al S donde se ramifica y desaparece fosilizada por los depósitos del Luteciense inferior. En este trabajo se ha completado su cartografía hacia el NE donde corta toda la serie cretácica y delimita por el este el sistema distensivo de la Unidad de Collubert. En su extremo septentrional esta estructura entra con el cabalgamiento basal de la Unidad del Cotiella en el cauce del río Ésera.

El desplazamiento en dirección de esta estructura es diferente a lo largo de su trazado.

En su extremo septentrional presenta un movimiento sinistro desplazando los términos basales de la serie (Keuper a Turoniense) de las fallas distensivas de Las Forcas y La Montañeta hacia el SO. Su desplazamiento se amortigua al cortar la Brecha de Campo, y nuevamente presenta una componente sinistra con gran desplazamiento al cortar la sucesión paleocena de la Sierra Ferrera junto a La Foradada de Toscar. En este sector la falla descubre un gran pliegue monocinal de vergencia meridional en su flanco occidental, mientras que el oriental presenta una estructura monocinal con un fuerte buzamiento al SO. Inmediatamente al sur de esta estructura la falla alcanza el extremo oriental del cabalgamiento de la Peña Montañesa s.s., que probablemente absorbe toda la componente de movimiento sinistro de la falla, ya que más al sur esta estructura presenta ya un desplazamiento dextro mínimo de 1 Km. El movimiento dextro dio origen al retrocabalgamiento de Lacort, de vergencia NE, cuyo salto puede estimarse en 300 m.

La Falla de La Foradada muestra un movimiento en dirección claramente dextro en su extremo meridional, desplazando hacia el norte a los materiales cuasienses del bloque occidental. En esta zona el salto horizontal se amortigua de forma progresiva, pasando de aproximadamente 1 Km en la base de la Fm. Castigaleu, a menos de 300 m en las facies de plataforma externa de la Fm. Perarrúa. El trazado final de la Falla de La Foradada muestra una ramificación en estructuras menores con componentes de salto en dirección dextra y fallas normales que hunden el bloque occidental. Todas estas estructuras se encuentran fosilizadas por las sucesiones de plataforma equivalentes al conjunto de Campanué superior-Capella de edad Luteciense inferior.

Además de su movimiento en dirección contemporáneo con la sedimentación, la Falla de La Foradada presenta un componente de falla normal (ver corte II-II') que hundía el bloque occidental durante el Cuisiense. Esta estructura condicionó la posición y el desarrollo de los dos grandes taludes erosionales (La Atiart y Charo-Besians), sobre los que se instalan sendos sistemas turbidíticos de talud en su bloque hundido occidental.

Respecto la cinemática de esta falla que resulta compleja, debido a su larga historia, puede aventurarse que su movimiento inicial era dextro congruentemente con el movimiento observado en la sucesión Cuisiense y que la componente de movimiento sinistro fue más tardía, como resultado de las últimas etapas de emplazamiento de la Unidad del Cotiella y el desarrollo del cabalgamiento fuera de secuencia de la Peña Montañesa ss. con cuya estructura está muy probablemente relacionada la formación del gran pliegue de La Foradada.

3.1.3. Sector oriental de la Unidad del Cotiella

Al este de la Falla de la Foradada no se observa ninguna estructura de cabalgamiento correspondiente a la parte frontal de la unidad del Cotiella. La estructura de este sector está dominada por una potente serie monoclinal buzando al SO, pero en su límite oriental se encuentran varias estructuras de orientación N-S que muestran relaciones sintectónicas con los sedimentos del Campaniense-Maastrichtiense.

El cabalgamiento basal de la unidad del Cotiella en este sector se superpone sobre una pequeña escama que presenta una completa serie jurásica fosilizada por depósitos carbonatados del Cretácico inferior. Se trata de la lámina de San Juan que presenta algunas similitudes estratigráficas con el *klippe* de Chía que aflora en el otro margen del Ésera.

En este área la superficie basal del cabalgamiento del Cotiella presenta una disposición de rampa de bloque superior bajando en la serie progresivamente hacia el este hasta situarse a nivel del Keuper sin provocar repetición de serie en el límite oriental de la hoja Ésera (SÉGURET, 1972). Hacia el sur la superficie de cabalgamiento debe propagarse en el subsuelo hasta su fosilización por los depósitos del Luteciense inferior.

Entre las estructuras principales de este sector se encuentran:

3.1.3.1. Anticlinal del Serrado

Esta es la principal estructura de este sector. Presenta una orientación N-S y se encuentra cortado por un sistema de fallas normales de orientaciones NE-SO y NO-SE. Se trata de un anticlinal asimétrico, vergente hacia el O; su flanco oriental presenta unos buzamientos medios de 20° mientras que su flanco occidental llega a estar subvertical. Este pliegue muestra una doble inmersión que es suave hacia el sur, donde puede estimarse en 15 ° y más brusca hacia el norte configurándolo como un domo.

Las formaciones de las Margocalizas de Anserola (Un. 24) y Calizas de Egea (Un. 23) se encuentran erosionadas en su cresta y flanco occidental. Sobre esta superficie de discordancia se disponen diferentes niveles de brechas intercalados en las margas de Campo (Un. 28). En la cresta del anticlinal que aflora en su extremo meridional pueden observarse numerosas fallas normales de pequeño salto, con orientaciones que oscilan entre N 20E y N 32W, originadas por la extensión en la zona de charnela, que se encuentran fosilizadas por las margas de Campo (PAPÓN 1969a,b; SIMÓ 1985). Estas estructuras, junto con las relaciones estratigráficas discordantes en sus flancos, atestiguan claramente que el anticlinal ya estaba configurado durante el Campaniense y Maastrichtiense inferior. Consecuentemente, las unidades más modernas que afloran al sur no se muestran afectadas por este pliegue fosilizándolo completamente.

3.1.3.2. Sinclinal de Llert y anticlinal de Aguas Caldas

Estas dos estructuras, que comparten flanco, se encuentran en la falda meridional de Pico Baciero y presentan una orientación NO-SE.

El anticlinal de Aguas Caldas presenta un recorrido muy corto sumergiéndose en sus extremos NO y SE al acercarse al contacto entre las Margocalizas de Anserola (Un. 24) y su cobertura discordante compuesta por la Brecha de Campo (Un. 25) y las turbiditas de Vallcarga (Un. 26). Se trata de un anticlinal tumbado con vergencia al SE. Muy próximo al norte se encuentra una

pequeña estructura consistente en un anticlinal de orientación N-S y eje fuertemente buzante hacia el sur (unos 60°) que separa los afloramientos de la Brecha de Campo de la alineación del pico Cervín, de los del valle de Llert. Se trata de un estructura dismónica despegada en unos niveles más margosos de las Calizas de Aguas Salenz.

El sinclinal de Llert es una estructura más compleja de trazado más largo. Tiene una orientación NE-SO en su extremo nororiental, extendiéndose hacia el sur con una orientación aproximadamente N-S de forma paralela al flanco occidental del anticlinal del Serrado; entre ambos se encuentra un pequeño cabalgamiento de vergencia oeste. Es una estructura asimétrica vergente hacia el NO; parte de su flanco suroriental presenta buzamientos invertidos bajo el cabalgamiento de Las Artigas. Las relaciones estratigráficas en sus flancos entre las turbiditas de Vallcarga y la Fm. de Anserola sugieren que esta estructura pudo empezar a formarse en el Santoniense superior a Campaniense.

En la vertiente meridional del Pico Cervín, junto a la localidad de Biescas se encuentra un afloramiento de margocalizas de Anserola recubierto en *onlap* hacia el sur por la Brecha de Campo. En las proximidades del afloramiento se encuentra una serie de fallas de orientación E-O fosilizadas por las turbiditas de Vallcarga.

La configuración tectónica de este sector refleja una interferencia de estructuras entre las direcciones N-S que parecen más antiguas, probablemente de edad Campaniense como lo atestigua la estructura paralela del anticlinal del Serrado y las direcciones ONO-ESE que serían más modernas, relacionadas con el desplazamiento de la unidad del Cotiella hacia el sur.

3.1.3.3. Cabalgamiento de Las Artigas

Esta estructura superpone el sinclinal de la Selvapiana, presente en la vecina hoja del Pont de Suert sobre el Anticlinal del Serrado. Presenta un anticlinal de bloque superior que muestra en su núcleo materiales del Keuper y del Albienense superior (Arenisca del Turbón). En la hoja su contacto es una superficie subhorizontal que discurre sobre la terminación periclinal septentrional del Anticlinal del Serrado y el flanco SE del sinclinal de Llert superponiendo una serie del Cenomaniente-Coniaciense sobre las margocalizas de Anserola. De acuerdo con GARCÍA-SENZ y RAMIREZ MERINO (2009) esta estructura se encuentra fosilizada hacia el SE por la parte superior de las turbiditas de Vallcarga, por lo que la consideran de edad cretácica.

3.1.3.4. Unidad de San Juan

En la esquina NE de la hoja, por debajo del cabalgamiento del Cotiella se encuentra la Unidad de San Juan, que tiene una extensión lateral de algo más de 2 Km y se prolonga por el este en la hoja de Pont de Suert (GARCÍA-SENZ y RAMIREZ MERINO, 2009).

Esta lámina alóctona tiene una sucesión estratigráfica única en el ámbito de la hoja, incluyendo unidades del Jurásico inferior y medio sobre la que se encuentra un conjunto de calizas del Aptiense y Albienense, pero presenta también unos pequeños afloramientos de unidades del Coniaciense similares a las de la Unidad del Cotiella. Su contacto inferior es una superficie de cabalgamiento subhorizontal sobre las margas de Seira de edad Campaniense (Un. 4), que tiene una geometría de rellano tanto de bloque inferior como superior. Esta falla aprovecha un nivel de despegue situado en la base de la serie liásica.

La estructura interna de esta escama responde a un sinclinal amplio de orientación OSO-ENE cortado por fallas transversas tardías. Hacia el sur está truncada por el cabalgamiento basal

del Cotiella que incluye en su base una lámina de Keuper con masas de ofitas.

En las zonas próximas, unidades similares con sucesiones estratigráficas parecidas, que incluyen una sucesión del Jurásico y un intervalo del Cretácico inferior, pero más incompleto que el de esta lámina, son el afloramiento de la Pica Cabrera y el *klippe* de la Sierra de Chía. Los diversos autores que han descrito la estructuración tectónica de este sector no se ponen de acuerdo sobre su posición estructural: RIOS *et al.* (1982) consideran la unidad de Chía como una escama de la base de la unidad del Cotiella o como un retrodeslizamiento posterior hacia el NE; MARTÍNEZ-PEÑA (1991) relaciona la unidad de Chía con el sistema de cabalgamientos que describe en la Peña Madrid, emplazados durante el Cretácico superior; GARCÍA-SENZ (2002) relaciona la unidad de San Juan y el afloramiento de la Pica Cabrera como parte de la lámina de la unidad del Cotiella, separadas del resto de la lámina por una falla extensional cretácica previa.

Los datos cartográficos aportados en el presente trabajo indican que la unidad de San Juan está cortada por la base del cabalgamiento del Cotiella, por lo que su emplazamiento debe ser previo al de éste. Esta disposición implicaría que el cabalgamiento del Cotiella es un cabalgamiento fuera de secuencia. Estas conclusiones no serían extrapolables a las otras dos unidades mencionadas anteriormente sin un trabajo más detallado que analizase sus relaciones mutuas.

3.2. UNIDAD DE GAVARNIE

La unidad de Gavarnie representa la unidad estructural inferior en el ámbito de la hoja que en este sector está representada por la lámina de Monte Perdido. Dentro del ámbito de la presente hoja en la hoja se encuentra presente en dos grandes áreas:

En la esquina NE de la hoja, a lo largo de la garganta de Ventamillo, donde está representada por materiales del Cretácico superior que afloran por debajo del cabalgamiento basal de la unidad del Cotiella en su parte trasera.

En la esquina SO, a lo largo del valle del río Cinca donde corresponde a los materiales eocenos situados por debajo de los cabalgamientos frontales del sistema imbricado de la Peña Montañesa

3.2.1. Materiales mesozoicos de la unidad de Gavarnie

La parte trasera del cabalgamiento basal de la Unidad del Cotiella, cruza la hoja en su esquina nororiental en las proximidades de Seira.

La estructura de este sector es relativamente sencilla. La serie se encuentra plegada en un suave anticinal de orientación NO-SE en cuyo núcleo afloran a lo largo de la garganta de Ventamillo las calizas del Santoniense. Esta estructura se encuentra cortada por fallas normales de pequeño salto paralelas al eje del pliegue.

En el flanco meridional la serie buza de forma monoclinal unos 20° de media hacia el SO, sumergiéndose bajo el cabalgamiento del Cotiella.

3.2.2. Anticinal de Mediano

En el límite meridional de la hoja aflora la extremidad septentrional de una estructura anticinal de amplio desarrollo más al sur en la vecina hoja de Graus. Este pliegue corresponde al

denominado como Anticinal de Mediano y tiene una orientación aproximada N-S. Afecta a materiales del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno. Su posición y orientación transversa a la cordillera ha sido señalada por diversos autores (SELZER, 1934; BIOT, 1962; GARRIDO-MEGIAS, 1968; SEGURET, 1972, entre otros). Se trata de un anticinal de escala kilométrica y de estilo paralelo, de carácter cilíndrico y geometría redondeada. A nivel de los materiales del Paleoceno y Eoceno inferior, el anticinal es bastante simétrico y tiene una notable inmersión hacia el N. RAMÍREZ *et al.* (en prensa), en estudios en la vecina hoja de Graus, calculan una inmersión del eje de unos 15° hacia el N 355 a partir de medidas de planos de estratificación realizadas en las Calizas de Alveolinás ilerdenses.

Esta estructura pliega a la superficie de discordancia de la base de la Fm. San Vicente. Esta discordancia, que aflora espectacularmente al este de la localidad de Samitier en la vecina hoja de Graus (250), ha sido relacionada por algunos autores con el crecimiento y la fosilización del anticinal de Mediano (p.ej. GARRIDO-MEGIAS, 1968; MARTÍNEZ-PEÑA 1991; HOLL y ANASTASIO, 1993) en el Luteciense. Sin embargo tal como se observa en el mapa geológico y asimismo afirman TEIXELL y BARNOLAS (1995) dicha superficie es anterior al desarrollo del anticinal y se encuentra plegada por éste. El anticinal de Mediano, de acuerdo con estos autores, afectaría a la formación deltaica del Sobrarbe y la parte inferior de la Fm. Escanilla con lo que su edad correspondería al Luteciense medio-superior.

El trazado de esta estructura dentro de la hoja de Campo muestra una trayectoria N-S en su parte meridional que cambia a NNO-ESE en su extremo septentrional en donde pliega ligeramente la superficie de cabalgamiento de La Almuzara.

3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Las primeras estructuras sinsedimentarias registradas en el ámbito de estudio corresponden al sistema de grandes fallas distensivas de Collubert- Las Forcas. Estas estructuras se desarrollaron durante un periodo de fuerte extensión en el Santoniense inferior (GARCÍA SENZ, 2002; Mc. CLAY *et al.*, 2004).

Durante el Santoniense superior, las primeras etapas compresivas pirenaicas iniciaron inversión de estas estructuras, que comenzaron a funcionar como fallas inversas, dando lugar a fenómenos de *short-cut*. Dentro de esta misma etapa, durante el Santoniense superior-Campaniense inferior comenzó el desarrollo de las estructuras N-S y NE-SO del anticinal del Serrado y el sinclinal de Llert que fueron fosilizadas durante el Campaniense superior-Maastrichtiense. En esta etapa tuvo también lugar el emplazamiento del cabalgamiento de Las Artigas.

Tras un episodio de tranquilidad relativa durante el Paleoceno, al comenzar el Eoceno empieza a desarrollarse el sistema imbricado de la Peña Montañesa. Este sistema tiene una secuencia de emplazamiento de bloque inferior (*piggy-back*). La primera estructura que se emplaza, durante el Ilerdiente superior y Cisiense es el cabalgamiento de La Atiart. En secuencia progresiva se emplazan bajo él, durante el Cisiense y el Luteciense inferior, los cabalgamientos de Los Molinos, Araguas y Las Almuzaras.

Contemporáneamente al desarrollo de este sistema, durante el Cisiense, se registran los primeros movimientos de la falla de la Foradada, con un movimiento en dirección dextro y componente de falla normal que hunde su bloque occidental. Estos movimientos controlaron la posición de las superficies de excavación de la base de la serie turbidítica.

El cabalgamiento de Peña Montañesa s.s. se formó fuera de secuencia con posterioridad al sistema de cabalgamientos antes descritos. Su emplazamiento está relacionado con el desplazamiento principal de toda la unidad del Cotiella y el movimiento tardío de carácter sinistro de la falla de la Foradada. El límite superior de edad de los cabalgamientos no puede precisarse directamente, pero sí el de la falla de La Foradada con ellos relacionado, que se encuentra fosilizada definitivamente en el Luteciense inferior por los depósitos del Grupo de Campanué superior-Capella.

Posteriormente, ya durante el Luteciense medio-superior tiene lugar la fosilización definitiva del Anticinal de Mediano.

Las estructuras más tardías de la hoja corresponden al pliegue y las fallas normales de orientación NO-SE localizadas en el sector NE de la hoja que afectan a las sucesiones de la Unidad de Monte Perdido en el congosto del Ventamillo. Estas estructuras deben ser ya posteriores al Oligoceno inferior, edad estimada para el desplazamiento de la Unidad de Gavarnie.

4. PETROLOGÍA

4.1. OFITAS (9)

Intercalados como cuerpos de morfología diversa entre las arcillas y yesos de las facies Keuper se encuentran cuerpos de rocas subvolcánicas de textura ofítica, conocidos como ofitas en la literatura regional. se trata de rocas de color verde oscuro que alteradas toman colores marrones y aspecto pulevurento. Sus afloramientos tienen siempre una extensión reducida, siendo sólo en contadas ocasiones cartografiables.

Son rocas resistentes de color verde oscuro, que se encuentran incluidas como masas alargadas o subredondeadas entre las evaporitas deformadas del Keuper. Destaca el afloramiento al este de Seira en el término de El Clio de con unas dimensiones de 700 metros de longitud. La intersección de fracturas ligadas al enfriamiento y fracturas tectónicas crean bloques prismáticos que al alterarse pueden dar bolas escamosas. Su composición es bastante homogénea, una facies media se compone de olivino a menudo metamorfoseado, piroxenos, matriz de plagioclásas zonadas, óxidos opacos y algunos anfíboles y biotita, correspondiendo a doleritas ofíticas con textura subofítica.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El primer registro sedimentario en el área cartografiada está representado por el pequeño afloramiento de materiales carboníferos del barranco de los Neis. Estos depósitos probablemente pertenecen a las “facies Culm”, depositados en la fase distensiva subsecuente a la orogenia varisca, en ambientes de fan-deltas y turbidíticos.

Posteriormente, entre el Pérmico y el Triásico inferior, el edificio varisco, que ya estaba parcialmente arrasado se fracturó en cuencas de tipo *graben* donde se depositaron materiales detríticos groseros. Con el tiempo, durante el Pérmico superior estas cuencas se reestructuraron y ampliaron, en lo que se considera como el inicio del ciclo distensivo

alpino, disminuyendo el carácter grosero de los depósitos, evidenciando una menor actividad tectónica y una peneplanización de los relieves montañosos.

Al inicio del Anisiense (Triásico medio) se produjo una transgresión marina que dio lugar al depósito de las calizas y dolomías de la "facies Muschelkalk" en condiciones de mar somero y subsidencia homogénea. El máximo transgresivo se alcanzó en el Ladinense, comenzando la regresión marina en el Carniense. Los depósitos evaporíticos de las facies Keuper son el resultado de la acentuación de esta regresión durante el Carniense-Noriense coincidiendo con una fase de *rafting* continental, con depósito de yesos, cloruros y lutitas en *sabkhas* y lagunas costeras bajo un clima árido.

Un nuevo ciclo sedimentario se inició en el Liásico, con una nueva transgresión marina. Continuaron las condiciones de sedimentación marino-somera con ambientes inter- a supramareales donde se sedimentaron las unidades de calizas con ostrácodos y brechas dolomíticas. Estas últimas se relacionan regionalmente con cubetas subsidentes donde se depositó un gran espesor de anhidritas, sugiriendo una aceleración de la tectónica extensional. En esta etapa distensiva tuvo lugar probablemente el emplazamiento de rocas volcánicas básicas como sills entre los materiales arcillosos de la facies Keuper formando las masas de ofitas. En el Sinemuriense volvió a establecerse una llanura marea carbonática en el área, con sedimentación de calizas micríticas con laminaciones algales. Esta plataforma fue anegada bruscamente por la importante subida relativa del nivel marino a comienzos del Pliensbachiente, depositándose margas con céfalópodos en series condensadas. Es la primera vez en el ciclo alpino que se registran condiciones de mar abierto en la cuenca. El ciclo sedimentario del Liásico termina con otra regresión generalizada en la base del Dogger. La sedimentación durante el Jurásico medio volvió a desarrollarse en condiciones marino-someras, probablemente en sistemas de barras oolíticas y secuencias de llanuras de mareas; esos depósitos sufrieron una dolomitización posterior, de alcance regional, que borró casi todos los rasgos sedimentarios primarios apareciendo actualmente como una potente unidad de dolomías negras.

Tras el depósito de estos materiales Jurásicos, en el ámbito de la hoja se interrumpió el registro sedimentario durante una gran periodo de tiempo, próximo a los 40 m. a. En este prolongado periodo, en las áreas vecinas pirenaicas se desarrolló una etapa distensiva durante el Kimmeridgiense y Titónico seguida por un importante alzamiento, rotación y erosión de los sedimentos jurásicos al final del Titónico, produciendo la discordancia neocimérica, que se relaciona con el inicio de la etapa distensiva del Cretácico inferior.

Los depósitos del Cretácico inferior tienen una representación muy reducida en el área de estudio, limitados a la unidad estructural de San Juan. Esta distribución responde a la compartmentalización de la cuenca sedimentaria por fallas normales que determinan importantes variaciones de espesor y cambios de facies. La sedimentación en la hoja de Campo no se reanudó hasta el Aptiense superior cuando se instaló en este sector de la hoja una plataforma marina somera con ambientes de albufera donde se desarrollaron parches arrecifales compuestos por rudistas y corales. Tras una invasión de sedimentos terrígenos someros durante el Aptiense superior-Albiense inferior se reinstaló en este sector una nueva plataforma carbonatada somera más extensa con depósitos arrecifales durante el Albiense inferior. La proliferación de corales, rudistas y melobesias indica condiciones de mar cálido.

Entre el Albienense superior y la base del Cenomaniense la cuenca sedimentaria de este sector pirenaico experimentó una importante reestructuración tectónica, con efectos distintos según las áreas. En el ámbito estudiado se produjo la rotación y levantamiento de las series albienses previas, la ampliación de la cuenca hacia el noroeste, y la reactivación del relieve emergido de la Zona Axial. De este modo, en gran parte de la hoja, se reanudó el registro sedimentario tras una laguna estratigráfica que abarca desde el Triásico superior hasta el Albienense superior (100 m.a.). Este hecho está representado por el depósito de los sedimentos detriticos correspondientes a abanicos deltaicos provenientes del norte y del oeste que constituyen las "Areniscas del Turbón" y que se disponen de forma discordante sobre los materiales de facies Keuper en la casi totalidad de la hoja.

El inicio de la sedimentación del Cretácico superior en el territorio cartografiado representa una importante transgresión marina, que dio lugar durante el Cenomaniense medio-superior a la formación de una extensa plataforma carbonatada muy somera donde se depositaron fangos calcáreos con *Prealveolina*, que se extendía por todo el ámbito estudiado con características homogéneas. A comienzos del Turoniense esta plataforma sufrió una rápida inundación en toda su extensión, cambiando a un medio de mar abierto con influencia pelágica y facies remarcablemente homogéneas (Calizas con *Pithonellas*). Durante el Turoniense superior la cuenca se somerizó, desarrollándose ambientes arrecifales con rudistas y corales.

A partir del Coniaciense medio el sector pirenaico central experimenta una etapa distensiva de gran importancia durante el que se desarrolla un sistema de fallas normales lísticas que controlan fuertemente la sedimentación, delimitando cuencas fuertemente subsidentes que registran grandes espesores de sedimentos pelágicos (Calizas de Aguas Salenz y Margas de Anserola) delimitados hacia el sur por series carbonatadas de aguas someras (Series del anticlinal del Serrado y serie del autóctono relativo del Congosto de Ventamillo). Estas fallas presentan bloques hundidos hacia el norte y una componente rotacional (lística) y su desarrollo estuvo favorecido por los niveles plásticos salinos de la facies Keuper según García Senz (2002).

Durante el Santoniense medio se inició el proceso de convergencia entre las placas Ibérica y Europea que formó las primeras estructuras compresivas pirenaicas. En el sector de estudio esta etapa produjo la inversión del sistema de fallas normales desarrolladas en la etapa anterior y asociada a ella la generación de una importante superficie de discordancia. Sobre esta ruptura se depositó la unidad de Brechas de Campo en un ambiente de talud submarino en el que se desarrollaron cañones fuertemente incididos en las series pelágicas de las infrayacentes calizas de Aguas Salenz. La discordancia intrasantoniense marca el inicio de la etapa "flysch" que se extiende hasta el Maastrichtiense superior y al inicio de la cual se formó un surco turbidítico de orientación axial y abierto hacia el NO. Este surco se llenó de forma progresiva durante el Campaniense y Maastrichtiense con una secuencia de somerización. En primer lugar se depositaron series turbidíticas (Fm. de Turbiditas de Vallcarga), a continuación margas de prodelta (Fm. de Margas de Campo) y por último areniscas de frente deltaico y mareales asociadas a medios de transición y continentales (Arenisca de Arén y facies garumniense).

La tectónica compresiva en esta etapa Santoniense-Maastrichtiense produce una inversión tectónica del sistema distensivo previo, transformando las fallas normales en superficies de cabalgamiento y también desarrollando un sistema de pliegues de orientación N-S en el

sector oriental de la hoja: Anticlinal del Serrado y Sinclinal de Llert que muestran relaciones de crecimiento sintectónicas con los depósitos de las turbiditas de Vallcarga y las margas de Campo. Estas son estructuras paralelas al Anticlinal del Turbón también activo en esta etapa.

El Paleoceno representa un episodio de relativa estabilidad tectónica en el que la velocidad de convergencia entre Iberia y Europa disminuyó. Las estructuras N-S se encontraban ya fosilizadas. Durante este periodo, la paleogeografía pirenaica muestra un golfo marino que se extiende hacia el sureste, pasando a ambientes continentales dominados por la sedimentación terrígena aluvial procedente de relieves situados al sur y este. El ámbito de este estudio se encuentra precisamente en la transición de estos dos ambientes y la sedimentación durante todo el Paleoceno fue casi totalmente marina en el área occidental.

Durante el Paleoceno se produjeron tres transgresiones marinas en el Daniense, Thanetiense y Thanetiense superior originadas por variaciones eustáticas del nivel del mar que invadía las áreas situadas al SE formando ambientes costeros o albuferas muy ricos en macroforaminíferos, mientras que hacia el NO se encontraban sistemas arrecifales y áreas de plataforma externa. La más importante de estas variaciones del nivel del mar fue la caída situada en el límite Daniense-Thanetiense (ROBADOR *et al.* 1991) conocida como discontinuidad del Paleoceno Medio (DPM) que puede reconocerse en todo el ámbito pirenaico.

En el límite Paleoceno-Eoceno tiene lugar el evento de calentamiento global más importante del Cenozoico PETM, cuyo registro se ha conservado en una cuña de sedimentos terrígenos depositada durante una etapa regresiva (SCHMITZ y PUJALTE, 2003 y 2007). Inmediatamente tras este evento la base del llerdiense representa un intervalo transgresivo muy rápido y extenso, que inunda con condiciones marino-someras amplias zonas pirenaicas, hasta entonces de sedimentación únicamente continental. Estos depósitos se caracterizan por la gran abundancia de macroforaminíferos (*Alveolina*) por lo que reciben el nombre de Calizas con Alveolina. Esta plataforma somera se profundizó en el llerdiense medio cambiando a un ambiente de plataforma externa con sedimentación margosa (Margas de Riguala).

En el Eoceno inferior la compresión pirenaica ya volvía a ser activa y a controlar la dinámica sedimentaria. La actividad tectónica generó la cuenca de antepaís suppirenaica por el que se canalizaba hacia el ONO la sedimentación de material siliciclástico procedente de las áreas emergidas orientales que corresponde al Grupo de Montaña (NIJMAN y NIO, 1975). Este sistema de orientación axial interaccionaba con un sistema aluvial procedente del margen septentrional de la cuenca y con la plataforma carbonatada que retrogradaba progresivamente hacia el antepaís en el margen suroccidental (Fm. de Boltaña). En el área de estudio este sistema de alimentación terrígeno presenta una evolución lateral desde sistemas aluviales someros al SE a facies de talud turbidítico en el NO. Esta transición estuvo controlada durante el llerdiense superior y Cuisiense por el emplazamiento de la unidad alóctona del Cotiella y el movimiento dextro de la falla de la Foradada.

En el Cuisiense medio tuvo lugar un episodio regresivo que dio lugar a una fuerte progradación de un sistema sedimentario fluvial, representado en la mitad oriental de la Hoja por la Fm. de Castissent. Hacia el oeste, en el margen de talud en este momento se produce una fuerte incisión submarina con el depósito de los sedimentos turbidíticos de la Fm. San Vicente y de los canales turbidíticos de Fosado, Torrelisa y Arro.

La sedimentación aluvial y fluvio-deltaica continúa durante el Cisiense superior y Luteciense con el depósito de las formaciones de Perarrúa, Campanué y Capella que afloran en el margen meridional de la Hoja. En el sector occidental prosigue el desarrollo del sistema de talud turbidítico con el depósito eventual de sistemas de canales con sedimentación terrígena grosera en áreas profundas (canales de Gerbe, Banastón, Fumanal, Morillo y Guaso) y cañones que inciden y erosionan en áreas de plataforma (cuerpos de Charo y Formigales). En esta etapa tiene lugar también la fosilización del sistema frontal del cabalgamiento del Cotiella y de la falla de la Foradada (BARNOLAS *et al.* 1991).

El anticlinal N-S de Mediano se inició durante el Luteciense medio. El desarrollo continuado del anticlinal de Mediano durante el Luteciense superior, junto con el de Boltanya, situado al oeste de la Hoja, estuvo acompañado por una progradación deltaica hacia el N en el surco sinclinal formado entre ambas estructuras (BARNOLAS *et al.* 1991) y cuyos depósitos se encuentran en la esquina suroccidental de la Hoja.

La progradación del sistema deltaico dio paso a sedimentación continental a finales del Luteciense (Fm. de Escanilla; BENTHAM *et al.* 1992), con la retirada definitiva del mar del ámbito de la Hoja.

Los depósitos más recientes presentes en el ámbito de estudio son ya cuaternarios, desarrollados en relación con el relieve actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Para la recopilación de las explotaciones de recursos minerales localizados en la hoja de Campo se han consultado las siguientes fuentes de información: Libro de la Minería de Aragón, Revista de Geología Aragonesa (RODENO), y el Inventario del P.E.S. realizado por el IGME en 1987 (entonces ITGE), así como la información aportada por los trabajos de levantamiento cartográfico de campo.

En el ámbito de la presente hoja, pese a su gran variedad litológica, sólo se han desarrollado pequeñas explotaciones de rocas industriales, que explotan fundamentalmente depósitos aluviales.

Las explotaciones más importantes del área de estudio son los aprovechamientos de arenas y gravas localizados sobre depósitos aluviales de los Ríos Cinca y Ésera. Tanto el río Cinca como el Ésera dentro del ámbito de estudio, presentan una composición litológica polimicta, dada la diversidad de terrenos que atraviesan y una fuerte heterometría con claro predominio de las fracciones superiores a 2-4 cm. El empleo de estos materiales es primordialmente para construcción y obras públicas. En la documentación consultada se encuentran reseñadas tres de estas explotaciones: una sobre el cauce del río Ésera en las inmediaciones de la localidad de Campo, otra en el cauce del río Cinca en el límite entre los términos municipales de Laspuña y Puértolas y una tercera, de mayor importancia sobre depósitos aluviales del río Cinca situada 1,5 km al SE de Ainsa. Todas estas explotaciones tenían como destino la producción de áridos para la construcción.

Respecto al resto de aprovechamientos, en la documentación reseñada aparecen citadas dos explotaciones de calizas destinadas al machaqueo para áridos sobre la formación Calizas de Aguas Salenz en los Km 397,5 y 400 de la carretera N-260, ambas actualmente abandonadas.

Otras explotaciones de carácter similar, que en este caso explotan derrubios de ladera cuaternarios, constituidos por calizas eocenas, se encuentran en torno al Km 416 de la carretera N-260. Se trata de tres explotaciones contiguas, destinadas a la obtención de áridos por machaqueo. El destino de los materiales aquí obtenidos era fundamentalmente la construcción de terraplenes para carreteras.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Encuadre hidrogeológico

El clima de la zona de estudio es del tipo mediterráneo húmedo con áreas de clima de montaña en los mayores relieves de las áreas septentrionales de la hoja. Las precipitaciones presentan una gran variación en sentido NE-SO, condicionadas por las diferentes cotas y el efecto de barrera fisiográfica que constituyen los elevados relieves de la mitad nor-oriental de la hoja. Las precipitaciones son máximas en la esquina NE, de la que se dispone de datos procedentes de la estación metereológica de Seira, a 816 metros s.n.m. a la salida meridional del Congosto del Ventamillo. La serie histórica de 1951-1994 muestra los siguientes promedios mensuales expresados en mm:

E	F	M	A	MY	JN	JL	AG	S	O	N	D	TOTAL
68.5	63.2	78.3	95.0	120.8	113.9	71.4	98.2	102.3	96.3	101.6	93.0	1102.5

Las precipitaciones máximas corresponden al mes de mayo, junto con el de junio y vuelven a ser notables en el otoño.

En el área meridional de la hoja, los datos de la estación metereológica de Camporrotuno situada en la esquina suroccidental muestran la siguiente media histórica desde 1940 a 1991:

E	F	M	A	MY	JN	JL	AG	S	O	N	D	TOTAL
37.0	47.2	59.9	51.3	82.7	67.2	50.6	66.8	78.6	62.5	67.0	72.2	743.4

La pluviosidad de esta última estación es claramente inferior y presenta una distribución estacional similar aunque los inviernos y primaveras resultan comparativamente más secos respecto al total anual mientras que las precipitaciones en verano y otoño son en comparación más importantes.

La red hidrográfica principal de la hoja de Campo está formada dos cauces fluviales que discurren paralelamente en dirección norte-sur separados por un interfluvio situado aproximadamente por la parte central de la hoja. Estos sistemas fluviales son, al este el río Ésera que discurre fuertemente encajado y que presenta numerosos afluentes desde ambas márgenes: barranco de Barbaruén, barranco de Viu, río Rialbo, barranco de Foradada y barranco de Bacamorta. Al oeste de la hoja discurre el río Cinca del que únicamente está presente en la hoja su margen izquierdo que presenta dos afluentes principales; el río de la Nata y el barranco de la Usia. El curso final del río Cinca en la hoja se encuentra embalsado, correspondiendo a la cola del embalse de Mediano.

Hay dos estaciones de aforo que controlan el caudal de estos ríos. Sobre el Ésera, la estación de Campo (9258) en una serie de datos de 1992 a 2008 registra unos caudales medios de:

	Caudal mínimo anual (m³/s)	Caudal medio anual (m³/s)	Caudal máximo anual (m³/s)	Caudal mínimo mensual (m³/s)	Caudal máximo mensual (m³/s)
CAUDALES MEDIOS CAMPO - 9258	9,28	17,343	26,34	3,49	55,96

La estación de Ainsa-Escalona (9051) situada sobre el río Cinca muy próxima al borde septentrional de la hoja, en una serie de datos de 1959 a 1992 registra unos caudales medios de:

	Caudal mínimo anual (m³/s)	Caudal medio anual (m³/s)	Caudal máximo anual (m³/s)	Caudal mínimo mensual (m³/s)	Caudal máximo mensual (m³/s)
CAUDALES MEDIOS ESCALONA - 9051	17,91	29,556	48,47	4,86	128,52

La obra de regulación de caudales más próxima al área de estudio es el embalse de Mediano sobre el río Cinca a una cota de 528 m. s.n.m., cuya presa está situada aguas abajo del límite de esta hoja.

6.2.2. Características Hidrogeológicas

El territorio abarcado por la hoja se encuentra dividido en dos masas de agua subterráneas principales: la unidad de Cotiella-Turbón (037) y la masa de agua subterránea del Sinclinal de Graus (040), según la división realizada por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). Esta división se corresponde con la principal división morfológica de la hoja, constituida por la banda NO-SE que representan las elevaciones de la Peña Montañesa, Sierra Ferrera y Sierra de Santa Cruz. Además de estas dos, una pequeña parte de la hoja, correspondiente al anticlinal de Mediano, forma parte de la unidad de Litera Alta (41) aunque dentro del área abarcada por este estudio no se localiza ningún aprovechamiento hidráulico dentro de esta última unidad.

La documentación utilizada para la confección de esta memoria se ha basado fundamentalmente en el inventario de puntos de agua recopilado por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), entre cuyas fuentes principales se encuentra el IGME. Concretamente para la redacción del presente apartado ha sido de gran utilidad la consulta del trabajo "Investigación hidrogeológica del sistema acuífero nº 68, en el interfluvio del Ésera-Noguera Ribagorzana (Huesca)" elaborado por el IGME en 1986.

6.2.2.1. Masa de agua subterránea del Cotiella-Turbón (nº 037)

Esta masa de agua subterránea corresponde a la delimitación de las sierras interiores pirenaicas comprendidas entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. De este modo incluye los macizos de Cotiella (2.912 m s.n.m.), sierra Ferrera (2.291 m), sierra de Chía (2.010 m), Cervín (1.681 m), Turbón (2.492 m) y la sierra de Sis (1.791 m). La precipitación media está por encima de 1.100 mm. anuales, buena parte de ella en forma de nieve.

Dentro de este dominio pueden distinguirse varios sistemas acuíferos:

Cretácico superior de la Unidad del Cotiella

Este sistema está constituido por los extensos afloramientos de las unidades calcáreas del Cretácico superior de la unidad alóctona del Cotiella en donde dominan sobre el resto de unidades por su extensión los afloramientos de las Calizas de Aguas Salenz y la Brecha de Campo. La disposición estructural de estos afloramientos, que muestran potentes series verticalizadas de las Calizas de A. Salenz recubiertas discordantemente hacia el sur por el excelente acuífero representado por la Brecha de Campo de buzamiento meridional, determina que las principales descargas se sitúen en su flanco sur.

También se incluyen dentro de este acuífero las unidades calizas que constituyen el núcleo del anticlinal de Serrado y las de las estribaciones occidentales del macizo del Turbón.

Ambos sistemas hidrogeológicos funcionan como acuíferos libres, con un marcado carácter cárstico.

En esta unidad se encuentran las surgencias más importantes del área estudiada, que se localizan en la cuenca del Rialbo, afluente del Ésera por su margen izquierda. El principal es el manancial de San Pedro (31104010), situado a 880 m s.n.m, que presenta unos caudales medidos entre 80 y 920 l/s, con un valor medio en torno a 300 l/s. Esta surgencia drena el Cretácico del flanco occidental del anticlinal del Turbón. Muy próxima á esta se encuentra también la importante surgencia del manancial de Aguascaldas (3110/80022) a 890 m s.n.m. con un caudal medio del orden de 150 l/s así como los manantiales de Nava (3110/40005) y Tuello (3110/40009) en el valle de Bardagí a cotas de 1.194 y 1.080 m s.n.m. respectivamente, con caudales del orden de 20 l/s. Estos tres últimos puntos de agua drenan el acuífero representado por la Brecha de Campo.

Cretácico superior de la Unidad de Gavarnie

Esta unidad incluye los afloramientos de las calizas del congosto del Ventamillo localizados en la esquina NE del área de estudio. Los espesores de los niveles acuíferos son mucho menores que los del sistema anterior. En este sector no se localizan manantiales observables con grandes caudales pero sí existe una importante descarga difusa al cauce del río Ésera en el congosto del Ventamillo, medida por aforos diferenciales, que oscila entre 400 y 1.100 l/s, con un valor medio de 650 l/s.

Unidades del Paleoceno-Eoceno de la Peña Montañesa

En la Hoja de Campo, las calizas y dolomías del Paleoceno alcanzan una potencia de unos 300 m a las que se le superponen unos 90 m de “calizas con alveolinas” del llerdiense. Hacia el E, la potencia del acuífero se reduce considerablemente debido a que numerosos niveles carbonatados paleocenos pasan lateralmente a arcillas y margas de facies Garumniense. Su área de recarga es pequeña ya que corresponde a la una traza de afloramientos delimitada

por formaciones de carácter más impermeable.

Su estructura en el sector occidental de la Hoja presenta un fuerte plegamiento que hace que la sucesión vertical de términos calcáreos alcance un espesor acumulado de 600 a 1000 m superpuesto de forma alóctona mediante el cabalgamiento de la Peña Montañesa sobre términos menos permeables. Esta disposición hace que las principales surgencias de este sector se localicen en la falda meridional de la Sierra Ferrera, entre los que destacan los manantiales de Molinias (3110/20002), a 857 m s.n.m. y un caudal entre 30 y 60 l/s, y el de San Juan (3110/20012), a 830 m s.n.m. y con un caudal entre 50 y 200 l/s. En la falda N de esta sierra se localizan otros manantiales de menor cuantía que drenan hacia el barranco de Viu o hacia el río de La Garona. La divisoria de aguas subterráneas coincide a grandes rasgos en esta Sierra con la divisoria superficial.

Los afloramientos orientales de esta unidad, al este de la Falla de la Foradada muestran una estructura más sencilla consistente en una serie monocinal que buza fuertemente al sur. El drenaje en este sistema acuífero se realiza mayoritariamente hacia el río Ésera, a cuyas orillas se encuentra el manantial de Biescas (3110/40004) a 824 m s.n.m, que cuenta con un caudal estimado de 60 l/s.

Unidades Cuaternarias

Los depósitos cuaternarios tienen una importancia muy pequeña en este dominio. Generalmente los puntos de agua que se localizan en ellos corresponden a descargas de acuíferos libres que tienen sus áreas de recarga localizadas en formaciones cretácicas o paleocenas próximas. Un ejemplo de estas surgencias es la inventariada con el nº 3110/10003 localizada a los pies de un depósito de coluviones en la ladera sur de la Peña Montañesa que drena las unidades calcáreas del llerdiense inferior cortadas por el cabalgamiento de la Peña Montañesa.

6.2.2.2. Masa de agua subterránea del Sinclinal de Graus (nº 040)

Esta masa de agua subterránea incluye los afloramientos de unidades de carácter mayoritariamente terrígeno del Eoceno. En la Hoja de Campo su extensión abarca la mitad suroccidental de la hoja.

La mayor parte de la extensión de esta masa de agua está cubierta por sedimentos de baja permeabilidad, constituidos por areniscas con algunas intercalaciones de margas o conglomerados. Estos materiales pueden adquirir localmente mejores cualidades hidrodinámicas en la zona de alteración superficial, constituyendo en este caso un acuífero epitelial de carácter libre y con una permeabilidad media por porosidad secundaria. Los depósitos aluviales y coluviales del Cuaternario constituyen acuíferos de media- alta permeabilidad por porosidad intergranular; su desarrollo es en general muy pequeño, y se localizan en glaciares y terrazas asociados a los cauces del Cinca, Ésera y barranco de la Usía.

Las características hidrogeológicas más desfavorables de estos sistemas acuíferos han determinado que sean menos investigados, por lo que la información disponible acerca de sus características es inferior a la referida para la unidad del Cotiella-Turbón. Los puntos de agua que presentan un mayor aprovechamiento, según los datos del sistema de Información de aguas subterráneas (SIAS) del IGME son:

- Nº Inventario 3110/10015, 3110/10014 y 3110/10010: captaciones sobre los niveles arenosos de Fosado-Torrelisa en las proximidades de San Víctorián.

- N° Inventario 3110/10006: manantial de la Fuensanta situado sobre el cabalgamiento de los Molinos.
- N° Inventario 3110/20010: drena unos depósitos cuaternarios al norte del molino de Palo.
- N° Inventario 3110/10013: captaciones sobre los niveles arenosos turbidíticos de Arro en La Almuzara.
- N° Inventario 3110/70012: situado a orillas del río Ésera en la base de la formación Perarrúa.
- N° Inventario 3110/10012: pozo localizado en las proximidades de Ainsa, en el contacto entre los materiales arenosos del complejo de Banastón y depósitos cuaternarios.
- N° Inventario 3110/80019 y 3110/80020: situados sobre las areniscas de la Fm. Castissent al sur de Bacamorta.

6.2.3. Hidroquímica

En este sector, al igual que en el resto de las Sierras Interiores pirenaicas las aguas son de naturaleza bicarbonatada, en ocasiones bicarbonatada-sulfatadas, cárnicas o cálcico-magnésicas, de mineralización ligera con valores de conductividad eléctrica entre 170 y 290 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Debido a la compartimentación de los acuíferos son frecuentes pequeñas variaciones en las características químicas de las aguas.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

Dentro de la Hoja de Campo se han catalogado los siguientes Puntos de Interés Geológico (P.I.G.):

PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO	INTERÉS PRINCIPAL
1- Sección de la brecha de Campo (Río Ésera)	Estratigráfico- sedimentológico
2- Discordancia de La Atiart	Tectónico- estratigráfico
3- Anticlinal del Serrado	Tectónico
4- Peña Montañesa	Tectónico- morfoestructural
5- Falla de la Foradada	Tectónico
6- Sección del Paleoceno y Eoceno del río Ésera	Estratigráfico- paleontológico
7- Congosto de Ventamillo	Morfoestructural
8- Canales turbidíticos	Sedimentológico

En su selección se han valorado al margen de su interés principal otros criterios acordes con su utilización (didáctica, turística, científica) así como su repercusión (local, regional).

La Sección de la brecha de Campo (1) puede recorrerse a lo largo de la carretera N260 entre los puntos km 401 y 402. Sus principales aspectos son la magnífica exposición de

la discordancia basal de la Fm. Brechas de Campo sobre las Calizas de Aguas Salenz, las relaciones de solapamiento de los niveles brechoídes sobre la superficie de discontinuidad y las características sedimentológicas de los niveles de brechas y el gran tamaño de los olistolitos calcáreos.

Discordancia de La Atiart (2). A este punto se accede por el cauce del barranco de la Sorda. Presenta una magnífica exposición de la discordancia de la serie turbidítica sobre las facies de plataforma donde puede observarse la geometría de la superficie, condicionada por la litología del sustrato y las características de los depósitos turbidíticos que la fosilizan. Esta es una localidad clásica donde se han analizado las relaciones de los cabalgamientos con las sucesiones sedimentarias, dando lugar a su fosilización.

Anticlinal del Serrado (3) Se accede a este punto fácilmente a pie desde la localidad de Egea, situada sobre la carretera HU-V-9601 que une las poblaciones de Campo y las Vilas del Turbón. En este sector se encuentran numerosas fallas normales de algunos metros de salto que afectan al cierre periclinal del anticlinal. En este afloramiento se observa cómo estas fracturas cortan una superficie ferruginizada que corresponde a una superficie de erosión submarina. Su interés se centra en la observación de la fosilización de estas fallas por las margas de Campo.

Peña Montañesa (4). La cima de la Peña Montañesa puede contemplarse desde numerosos puntos de la mitad oriental de la Hoja. En ella puede observarse un espectacular ejemplo de pliegue sinclinal tumbado cortado por una superficie de cabalgamiento. Este punto tiene también un interés morfoestructural, ya que es muy didáctico sobre la configuración del relieve actual.

Falla de la Foradada (5). Es una gran estructura fácilmente visible desde amplias áreas del sector suroriental de la zona de estudio. Descrita por numerosísimos autores, es un ejemplo muy evidente de una falla con un componente de salto en dirección, que descubre un gran pliegue en rodilla en su labio occidental.

Sección del Paleoceno y Eoceno del río Ésera (6). En realidad este no es un punto sino un recorrido de interés geológico a lo largo de toda la sucesión estratigráfica desde el límite Cretácico-Terciario hasta el Luteciense inferior a lo largo de la carretera A-139 y del trazado antiguo de la N-260. En esta transversal se localiza el paraestratotipo del piso llerdiense. Se trata de una serie profusamente estudiada y descrita por numerosos trabajos, no solamente en su intervalo llerdiense sino también en la sucesión paleocena especialmente el tránsito Paleoceno-Eoceno y la serie Cisiense y Luteciense.

Congosto de Ventamillo (7). Es una de las gargantas más encajadas de la vertiente surpirenaica. Constituye un excelente ejemplo de encajamiento fluvial en materiales calcáreos y de los fenómenos cársticos que lo propician.

Canales turbidíticos (8). Accesibles desde la carretera A-138 inmediatamente al sur de Ainsa, en unas canteras abandonadas. Se trata de un excelente punto de observación de la geometría y las características sedimentológicas del relleno de sistemas de canales turbidíticos. Es uno de los puntos más visitados por las excursiones geológicas al sistema turbidítico de Aínsa, especialmente por sedimentólogos y geólogos del petróleo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AITKEN, J.F. Y FLINT, S. (1995): "The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Cretaceous Breathitt Group, eastern Kentucky, USA". *Sedimentology*, 42: 3– 30.
- AITKEN, J.F. Y FLINT, S. (1996): "Variable expressions of interfluvial sequence boundaries in the Breathitt Group (Pennsylvanian), eastern Kentucky, USA". En: *High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications* (J.A. Howell y J.F. Aitken , Eds.). Geo. Soc. Lond. Spec. Publ., 104, 193-206.
- ARDÈVOL, L., KLIMOWITZ, J., MALAGÓN, J. AND NAGTEGAAL, P.J.C. (2000). "Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain". *AAPG Bulletin*, 84 (4), 566-587.
- ARENILLAS, I., MOLINA, E. (1995). "El límite Paleoceno/Eoceno en el corte de Campo (Paraestratotípico del llerdiano) con foraminíferos planctónicos". *Actas XI Jorn. Paleontol.*, 29±33.
- AUBRY, M.-P., OUDA K., DUPUIS C., BERGGREN W. A., VAN COUVERING J. A. and the members of the Working Group on the Paleocene/Eocene Boundary, (2007), "The Global Standard Stratotype section and Point (GSSP) for the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt)". *Episodes* 30, 271-286.
- BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M., TEIXELL, A., TOSQUELLA, J. Y ZAMORANO, M. (1991).- "Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona". I. Congreso Grupo Español del Terciario, *Libro-Guía Excursion* nº 1, Vic, 1991, 123 pp.
- BASSOULET, J. P. (1962). "Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique des terrains ante-sénoniens de la Sierra de Montsech". *Thèse 3ème cycle - Université de Paris*.
- BENTHAM, P.A., BURBANK, D. W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1992).- "Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain". *Basin Research*, 4, pp. 335-352.
- BERGGREN, W. A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C., AUBRY, M. P. (1995). "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 54, 129-212.
- BIOT, J. (1962). "Etude micropaleontologique et stratigraphique de l'anticlinal de Mediano". *Thèse 3ème cycle, Univ. de Paris*, 147 p.
- BLANC, P L. (1975). "Contribution a l'étude du genre Laffitteina, Elphidiide du Crétacé terminal. The genus Laffitteina, Elphidiidae, of the uppermost Cretaceous". *Revue de Micropaleontologie*, 18 (2): 61-68.

- CANUDO, J. I. (1990). "Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética". *PhD Thesis (unpublished)*, Univ. Zaragoza, 436pp.
- CARO, Y. (1973). "Contribution à la connaissance des dinoflagellés du Paléocène-Eocéne inférieur des Pyrénées espagnoles". *Revista española de Micropaleontología*, 5, 329-372.
- CRUMEYROLLE, P. (1987). "Stratigraphie physique et sédimentologie des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra (Eocene sud-pyrénéen), Pyrénées Aragonaises. Espagne". *Thèse 3è cycle.*, Univ. de Bordeaux, III, 216 p.
- CRUSAFONT, M., DE RENZI, M. Y CLAVELL, E. (1966). "Un corte estratigráfico modelo del Garuminiense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca preaxial del Isábena". *Acta Geol. Hisp.* 1 pp. 22-24.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. Y VILLENA, J. (1966). "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (rio Formiga: provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Com. IGME*, 83, pp. 7-13.
- CRUSAFONT, M. DE RENZI, M. Y CLAVELL, E. (1968).- "Les grands traits d'une cupure Crétacé-Paléocène-Eocène, au sud des Pyrénées (Isábena)". *Extrait du Mémoire du B.R.G.M.*, 58; *Colloque sur l'Eocène*, pp. 591-596.
- CRUSAFONT, M. Y GOLPE, J. M. (1973). "Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español". *Bol. Geol. y Min.* LXXIX-IV, pp. 341-353.
- CUEVAS MARTÍNEZ , J. L. (1989). "La formación Talarn: estudio estratigráfico y sedimentológico de las facies de un sistema aluvial en el tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp". *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Barcelona: 107 p.
- CUEVAS MARTÍNEZ , J. L. (1992). "Estratigrafía del Garuminiense de la Cuenca de Tremp. Prepirineo de Lérida". *Acta Geológica Hispánica*. V. 27, p. 95-108.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, XIX, 744 p.
- DE FEDERICO, A. (1981). "La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca de Ainsa". *Tesis Doct. Univ. Autonoma de Barcelona*, 271 p.
- DONSELAAR, M. E. Y NIO, S. D. (1982). "An Eocene tidal inlet/washover type barrier island complex in the south Pyrenean marginal basin, Spain". *Geol. Mijnbouw*, 61 pp. 343-353.
- DUCASSE, O. (1972). "Les Ostracodes de la coupe de Campo (Province de Huesca, Espagne)". *Revista española de Micropaleontología*. N° extraordinario 30 aniversario ADARO, 273-289.

- EICHENSEER, H. (1988). "Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal to shallow marin sediments, Tremp-Graus basin, Northeastern Spain". *PhD thesis Universität Tübingen, Federal Republic Germany*, 237 p.
- EICHENSEER, H. Y LUTERBACHER, H. P. (1992). "The marine Paleogene of the Tremp region (NE Spain): depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors". *Facies* 27, 119-152.
- FARRELL S.G., WILLIAMS G.D. Y ATKINSON D. (1987). "Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain". *J Geol Soc London* 144:907-914
- FAURE, PH. (1984). "Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lérida et Barcelona)". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 121: 23-37.
- FEIST, M. Y COLOMBO, F. (1983). "La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes". *Géol. Méditerr.*, t. XX, 3-4: 303-326.
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T., FONOLLA, F.; VALLE, M.F.; ROBADOR, A. Y LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. (2000). "Asociaciones esporopolínicas del tránsito Cretácico-Terciario en la sección de Campo, Cuenca de Tremp-Graus, (Huesca)". En: *XIII Simposio de la asociación de Palinólogos en Lengua Española (APLE). Libro de resúmenes*: 195-196.
- FERNÁNDEZ-MARRÓN, M. T., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N, FONOLLA-OCTE J.F. Y VALLE-HERNÁNDEZ, M. F. (2004). "The palynological record across the Cretaceous-Tertiary boundary in two different paleogeographic settings from the Southern Pyrenees (Spain)". En: *The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries* (A. B. Beaudoin y M. J. Head, Eds.). *Geological Society of London Spec. Public.*, 230: 243-255
- FONDECAVE-WALLEZ, M. J., SOUQUET, P. ET GOURINARD, Y. (1989). "Enregistrement sédimentaire de l'eustasme et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétacé des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, n.gr., Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, 1011-1016.
- FRIEND P.F., MARZO, M. NIJMAN, W. Y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1981). "Fluvial sedimentology in the Tertiary South-Pyrenean and Ebro Basin, Spain". In: ELLIOTT T. (Ed.), *Field Guides to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain: II International Conference on Fluvial Sediments: Modern and Ancient Fluvial System: Sedimentology and Processes, University of Keele*, 4.1-4.50.
- GARCIA-SENZ, J. (2002). "Cuenas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión". *Tesis doctoral. Universitat de Barcelona*, 310 pp.
- GARCIA-SENZ, J. Y RAMIREZ MERINO (2009). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a ser"., Hoja nº 213: *Pont de Suert. IGME*

- GARRIDO-MEGIAS, A. (1968). "Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca de Tremp-Graus, Pirineo central, provincia de Huesca)". *Acta. Geol. Hispanica* 3, pp. 39-43.
- GARRIDO-MEGIAS, A. Y RIOS-ARAGÜES, L. M^a. (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*, T. LXXXIII: 1-47.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). *Tesis Doct. Univ. Granada*, 395 p.
- HILLEBRANDT, A., von (1965). "Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-gebieten". *Bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Abh, München*. 123: 1-62.
- HOLL, J. E. Y ANASTASIO, D. J. (1993). "Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain". *Geology*, 21, pp. 271-274.
- HOTTINGER, L. Y SHAUB, H. (1960). "Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und das Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien". *Eclogae geol. Helv.*, 53(1): 453-479.
- IGME (1986). "Proyecto de Investigación Hidrogeológica del sistema 68 en el interfluvio del Esera-Noguera Ribagorzana (Huesca)". *Estudio climático e hidrológico. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría de la Energía y Recursos Minerales*.
- JACOB, Ch.(1927). "Considérations tectoniques sur les Pyrénées". *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, t. LVI: 289-298.
- JACOB, Ch.; FALLOT, P.; ASTRE, G. Y CIRY, R. (1927). "Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales". *C.R. XIV Congs. Géol. Inter. Madrid*, 1926, 2: 335-411.
- KAPELOS, C. Y SCHAUB, H. (1973). "Zur correlation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton in Paläogen der Pirenäen". *Eclogae geol. Helv.* 66, pp. 687-737.
- KAPELOS, C. Y SCHAUB, H. (1975). "L'Illerdien dans les alpes, dans les Pyrénées et Crimé. Corrélation des grands foraminifères et à nannoplancton". *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII, pp. 148-161.
- LAGIER, Y. (1985). "Recherches sédimentologiques sur des dépôts calcaires profonds (Exemples du Crétacé supérieur des Pyrénées)". *Thèse 3ème Cycle Sciences. Toulouse*, 217 pp.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., CANUDO, J. I., ARDÈVOL, L., PEREDA-SUBERBIOLA, X., ORUE-ETXEBARRIA, X., CUENCA-BESCÓS, G., RUIZ-OMEÑACA, J. I., MUROLAGA, X., AND FEIST, M. (2001). "New dinosaur sites corre-

- lated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe". *Cretaceous Research*, 22, 41-61.
- LUTERBACHER, H. P. (1969). "Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d'Ager (Pyrénées méridionales)". Colloque sur l'Eocéne, Paris. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 69: 225-232.
- McCLAY, K.; MUÑOZ, J. A. Y GARCÍA-SENZ , J. (2004). "Extensional salt tectonics in a contractual orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees". *Geology*. 32(9):737-740
- MARTÍNEZ PEÑA, B. (1991). "La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central". *Tesis Doct. Univ. de Zaragoza*, 380 p.
- MARTINEZ PEÑA, B., CASAS-SAINZ AM, MILLÁN-GARRIDO H. (1995). "Palaeostresses associated with thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain". *J Geol Soc Lond* 152:353–364.
- MARTÍNEZ PEÑA, B. Y MILLÁN-GARRIDO H. (2003). "Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain)". *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 92:99–113
- MARTINI, E. (1971). "Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation". *Proc. II Planktonic Conf. Roma*, 1970, 2, pp. 739-785.
- MARZO, M., NIJMAN, W. AND PUIGDEFABREGAS, C. (1988). "Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene South Pyrenees, Spain". *Sedimentology*, 35, 719–738.
- MASSIEUX, M. Y TAMBAREAU, Y. (1978). "Charophytes thanétienas et infra-ílerdiennes des Pyrénées centrales". *Rev. Micropaléont.*, 21(3): 140-148.
- MISCH, P. (1934). "La estructura tectónica de la región central de los Pirineos meridionales". *Publ. extranjeras sobre la geología de España*, IV, 178 p.
- MOLINA, E., CANUDO, J. I., GUERNET, C., McDougall, K., ORTIZ, N., PASCUAL, J. O., PARÉS, J. M., SAMSÓ, J.M., SERRA-KIEL, J., TOSQUELLA, J. (1992). "The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary". *Rev. Micropaleontol.* 35 (2), 143-156.
- MOLINA, E., ANGORI, E., ARENILLAS, I., MONECHI, S., SCHMITZ, B. (2000). Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Campo, Spain. *GFF* 122, 1060-1070.
- MOLINA, E; ANGORI, E.; ARENILLAS, I.; BRINKHUIS, H.; CROUCH, E. M.; LUTERBACHER, H.; MONECHI, S. Y SCHMITZ, B. (2003). "Corrélation de la limite Paléocéne/Eocéne et l'Ilerdien dans la coupe de Campo, Espagne". *Revue de micropaléontologie*, 46: 95-109.

- MUÑOZ, J. A., MC CLAY, K. Y POBLET, J. (1994). "Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Spanish Pyrenees". *Geology*, 22, 921-924.
- MUTTI, E. (1985). "Turbidite systems and their relations to depositional sequences". In: Provenance of arenites. Proceeding NATO-ASI. Series (G. C. Zuffa Editor). *Reidel Publ. Co., Dordrecht, The Netherlands*, pp 65-93.
- MUTTI, E., LUTERBACHER, H., FERRER, J. Y ROSELL, J. (1972). "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino nella zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mém. Soc. Geol. Ital.*, 11, 391-416.
- MUTTI, E. Y RICCI LUCHI, F. (1975). "Turbidite facies and facies Associations". In: Examples of turbidite facies and facies associations from Selected formations of the Northern Apennines. Field Trip Guidebook A-1 1: Int. Sed. Congr. IX, Nice, pp. 21-36.
- MUTTI, E., FONNESU, F., RAMPONE, G. Y SONNINO, M. (1981). "Channel-fill and associated overbank deposits in the Eocene Hecho Group, Ainsa-Boltaña region (South Central Pyrenees)". *Abst. 2nd Eur. Reg. Meeting, I.A.S. Bologna*: 113-116.
- MUTTI, E., E. REMACHA, M. SGAVETTA, J. ROSELL, R. VALLONI, Y M. ZAMORANO. (1985). "Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, South Central Pyrenees", in Mila, M.D., and J. Rosell, eds., *Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists*, Lerida: IAS, p. 521-576.
- MUTTI, E., SÉGURET, M. Y SGAVETTA, M. (1988). "Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Pyrenees". *AAPG Mediterranean Basin Conference, Special Publication, University of Parma, Field Trip*, 7, 157 pp.
- NIJMAN, W. (1989). "Thrust sheet rotation? - The South Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered". *Geodinamica Acta*, 3 (2), 17-42.
- NIJMAN, W. Y NIO, SD. (1975). "The Eocene Montaña Delta, Tremp-Graus Basin, Southern Pyrenees". En: *Sedimentary Evolution of the Palogene South Pyrenean Basin, Excursion 19* (J. Rosell y C. Puigdefábregas, Eds.). *IXth, Int. Sed. Congr. Nice, France*, 56 p.
- NÚÑEZ-BETELU, K., PUJALTE, V., PAYROS, A., BACETA, J. I., BERNAOLA, G. (2000). "The Ilerdian parastratotype at Campo (central South Pyrenean basin, Spain)". *A palynological re-study of the uppermost Paleocene and lowermost Eocene*. *GFF* 122, 119-120.
- ORUE-ETXEARRIA, X., PUJALTE, V., BERNAOLA, G., APELLANIZ, E., BACETA, J. I., PAYROS, A., NÚÑEZ-BETELU, K., SERRA-KIEL, J. AND TOSQUELLA, J. (2001). "Did the Late Paleocene Thermal Maximum affect the evolution of larger foraminifers?: Evidences from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain)". *Marine Micropaleontology*, 41, 45-71.
- PAPON, J. P. (1969a). "Etude de la zone sud-pyrénéenne dans le massif du Turbón (Prov. de Huesca, Espagne)". *Thèse 3 cycle, Univ. Toulouse-III*, 95 p.

- PAPON, J. P. (1969b). "Etude géologique du massif montagneux du Turbon (Pyrénées aragonaises- Espagne)". *Bull. Soc. Hist. Toulouse*, 105, 191-211.
- PAYROS, A.; PUJALTE, V.; BACETA, J. I.; BERNAOLA, G.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; APELLANIZ, E.; CABALLERO, F. Y FERNANDEZ, C. (2000). "Lithostratigraphy and sequence stratigraphy of the upper Thanetian to middle Ilerdian strata of the Campo section (southern Pyrenees, Spain)". *Revision and new data. Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 213-226.
- PEYBERNES, B. ET PAPON, J. P. (1968). "Etude stratigraphique des terrains antécénomaniens entre la Noguera Ribagorzana et l'Ésera (Pyrénées aragonaises, Espagne)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, T. 104, Fasc. 3-4, 333-349.
- PLINT, A. G., McCARTHY, P. J. Y FACCINI, U. F. (2001). "Nonmarine sequence stratigraphy: Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin". *AAPG Bulletin*, 85: 1967-2001.
- PUJALTE, V. SCHMITZ, B. (2005). "Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp («Garumniense», Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales)". *Geogaceta*, 38, 79-82.
- PUJALTE, V., BACETA, J. I., SCHMITZ, B., ORUE-ETXEBARRIA, X., PAYROS, A., BERNAOLA, G., APELLANIZ, E., CABALLERO, F., ROBADOR, A., SERRA-KIEL, J. Y TOSQUELLA, J. (2009a). "Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene)". *Geologica Acta*, 7(1-2): 177-194.
- PUJALTE, V., SCHMITZ, B., BACETA, J.I., ORUE-ETXEBARRIA, X., BERNAOLA, G., DINARÉS-TUREL, J., PAYROS, A., APELLANIZ, E. Y CABALLERO, F. (2009b). "Correlation of the Thanetian-Illerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: Confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain)". *Geologica Acta*, v. 7 (1-2): 161–175.
- RAMÍREZ, J. I., TEIXELL, A. Y ZAMORANO, M. (en prensa). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a ser., Hoja nº 250. GRAUS". *IGME*
- RAMPONE, G. Y ESTRADA, R. (1986). "Las facies canalizadas de la Secuencia Depositional de Banastón (prov. de Huesca)". *Acta Geológica Hispánica; Vol.: 21-22 Núm.: 1 Part 1*, 267-274.
- Ríos, L. M.; LANAJA, J. M.; Ríos MITCHELL, J. M. Y MARÍN F. J. (1982). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a ser., Hoja nº 179. BIELSA". *IGME*
- ROBADOR, A. (1990). "Early Paleogene Stratigraphy". En: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook.(ITGE Ed.).First Meeting, I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*, IUGS-UNESCO: 41-87.
- ROBADOR, A. (2005). "El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología". *Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco/EHU*, 456 p. *Editada por IGME (2008) Serie Tesis Doctorales N° 12. IGME*. Madrid.

- ROBADOR, A., PUJALTE, V., ORUE-ETXEBARRIA, X., BACETA, J. I. Y ROBLES, S. (1991). "Una importante discontinuidad estratigráfica en el Paleoceno de Navarra y del País Vasco: caracterización y significado". *Geogaceta*, 9: 62-65.
- ROBADOR, A., SAMSO, J.M., SERRA-KIEL, J. Y TOSQUELLA, J. (1990). "Introduction to the early paleogeogene of the south Pyrenean basin". Field trip guidebook. *IGCP Project 286 (Early Paleogene Benthos)*, IUGS-UNESCO, 1-159.
- SAMSO, J. M. (1988). "Estudi sedimentològic i bioestratigràfic de la Formació St. Esteve del Mall (Eocè, conca de Tremp-Graus)". *Tesi de Llicenciatura. Univ. de Barcelona*, 540 p.
- SAMSO, J. M., SERRA-KIEL, J. Y TOSQUELLA, J. Y TRAVE, A. (1994). "Cronoestratigrafia de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca Surpireanica". II Congreso Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones* pp. 205-208.
- SCHAUB, H. (1966). "Über die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo (Ober-Aragonien)". *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 59, 355-377.
- SCHAUB, H. (1969). "L'Illerdien, état actuel du problème". *Mémoires du B.R.G.M.*, 69, 259-266.
- SCHAUB, H. (1973). "La sección de Campo (provincia de Huesca)". En: *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, ENADIMSA*: 151-170.
- SCHAUB, H. (1981). "Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie". *Mémoires suisses de Paleontologie*, 104-106, 236 p.
- SCHMIDT-KITTNER, N. (ed) (1987). "International Symposium on Mammalian Bioestratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene". Mainz. *Munchner Geowiss. Abh.* (1) 10, 312 pp.
- SCHMITZ, B. Y PUJALTE, V. (2003). "Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain". *Geology*, 31, 689-692.
- SCHMITZ, B. Y PUJALTE, V. (2007). "Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary". *Geology*, 35, 215-218.
- SEGURET, M. (1972). "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". *Publ. Ustela, série Géol. Struct.* n° 2, Montpellier, 155 pp.
- SELZER, G. (1934). "Geologie der Südpyrenaischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. B. 370-406.
- SERRA-KIEL, J.; CANUDO, J. I.; DINARÉS, J.; MOLINA, E.; ORTIZ, N.; PASCUAL, J. O.; SAMSÓ, J. M. Y TOSQUELLA, J. (1994). "Cronoestratigrafia 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.
- SERRA-KIEL, J.; HOTTINGER, L.; CAUS, E.; DROBNE, K.; FERRANDEZ, C.; JAUHRI, A.K.; LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J.; SAMSO, J.M.; SCHAUB, H.; SIREL, E.; STROUGO, A.; TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. Y ZAKREVSKAYA, E. (1998). "Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (2): 281-299.
- SIMO, A. (1985). "Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec, Pirineo (central)". *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 325 p.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre". *Thèse Doct. Fac. Sci. Toulouse*, 529 p.
- SISSINGH, W. (1977). "Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton". *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37-65
- SOLER, M. Y GARRIDO, A. (1970). "La terminación occidental del manto del Cotiella". *Pirineos*, 98, 5-12.
- SOUQUET, P. (1965). "Plissements de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire sur le versant Sud des Pyrénées". *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 8: 261-262.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". *Tesis Doctoral, Toulouse*, 529 pp.
- TAMBAREAU, Y. Y VILLATTE, J. (1974). "Le passage Thanétien-Illerien dans la région de Campo: comparaison avec les Petites Pyrénées". *Bull. Soc. Hist. Nat. Tolouse*, 110 (3-4): 340-361.
- TAMBAREAU, Y.; RUSSELL, D. E.; SIGOGNEAU-RUSSELL, D. Y VILLATTE, J. (1992). "Découverte des restes de Vertébrés dans le Paléocène de Campo (Pyrénées aragonaises)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Tolouse*, 128: 73-76.
- TEIXELL, A. Y BARNOLAS, A. (1995). "Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Pirineo central)". *Geogaceta*, 17: 186-189
- TOSQUELLA, J. (1988). - "Estudi sedimentològic i bioestratigràfic de la Formació Gresos de Roda (Eocè, conca de Tremp-Graus)". *Tesi de Llicenciatura, Univ. de Barcelona*, 540 p.
- TOSQUELLA, J. Y SERRA-KIEL, J. (1998). "Los nummulítidos (Nummulites y Assilina) del Paleoceno-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática". *Acta Geologica Hispanica*, 31 (1996), 1-3, 37-159.
- VAN DEN HURK, A. M. (1989). "Control eustático y tectónico de los sistemas deposicionales paleogenos siliciclásticos y carbonatados de la cuenca de antepaís surpirenaica (Ríos Esera,

- Cinca y Cinqueta; prov de Huesca, España)". *Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona*: 237 p.
- VAN HOORN, B. (1970). "Sedimentology and Paleogeography of an upper Cretaceous turbidite basin in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.* Vol. 45, 73-154.
- VAN LUNSEN, H. (1970). "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees. Province of Huesca". *Geologica Ultraiectina*, 16: 1-119.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, R., LOUITT, T.S., HARDENBOL, J. (1988). "An overview of sequence stratigraphy and key definitions". In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Change: An Integrated Approach. SEPM Special Publication*, vol. 42: 39 – 45
- WILCOXON, J. A. (1973). "Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Tremp sections of the Ilerdian stage in NE-Spain". *Revista española de Micropaleontología*, 5, 107-112.
- WRIGHT, V.P. Y MARRIOTT, S.B. (1993). "The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage". *Sedimentary Geology*, 86: 203–210.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN 978-84-7840-878-8

9 788478 408788