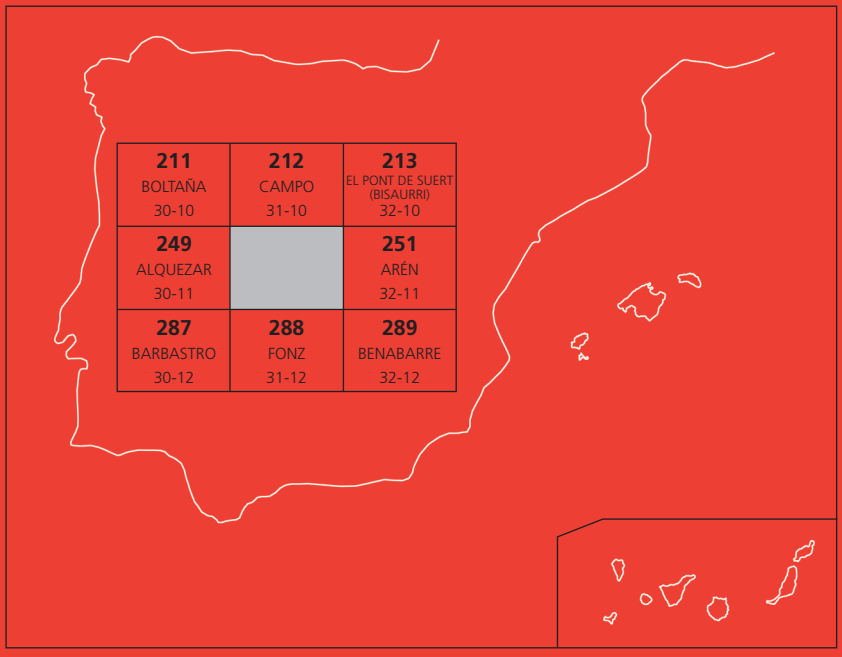
Instituto Geológico
y Minero de España

**250**
31-11

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

## Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición




# GRAUS

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# GRAUS

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

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-16-009-3
ISBN: 978-84-9138-000-9
Depósito legal: M-10.427-2016

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

Las presentes Hoja y Memoria (Graus-250), han sido realizadas por la UTE Compañía General de Sondeos, Informes y Proyectos, S.A. y Empresa Nacional Adaro, S.A. a partir de un Proyecto del IGME, en el que han intervenido los siguientes técnicos:

**Autores**

– A. Teixell (CGS). Mapa Geológico y Memoria.
– M. Zamorano Cáceres (CGS). Mapa Geológico y Memoria.
– J. Ramírez Merino (CGS). Geomorfología.
– J.J. Navarro Juli (CGS). Neotectónica.
– R. Rodríguez Santisteban (CGS). Hidrogeología.
– R.M.ª Castaño. Petrología.
– M. Zamorano Cáceres (CGS). Petrología.
– F. Leyva (E.N. ADARO). Minería.
– J. Ramírez del Pozo (CGS). Micropaleontología.
– P. Aguilar (IGME). Nannoplacton.
– A. Robador Moreno (IGME). Patrimonio Natural Geológico.

**Dirección y supervisión**

– A. Barnolas Cortinas (IGME).

**Revisión y actualización**

– A. Robador Moreno (IGME).

**Edición**

– G. Romero Canencia (IGME).
– L.F. Miguel Cabrero (IGME).
– A. Muñoz Moreno (IGME).

**INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta hoja en formato pdf, que incluye:

– Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
– Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc… relacionadas en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: e.calvo@igme.es

# Í N D I C E


**1. INTRODUCCIÓN** ..... 9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA ..... 9
1.2. ANTECEDENTES ..... 9

**2. ESTRATIGRAFÍA** ..... 10
2.1. TRIÁSICO ..... 10
2.1.1. Lutitas versicolores y yesos (2) ..... 10
2.1.2. Calizas grises (3). Facies Muschelkalk ..... 10
2.2. JURÁSICO ..... 11
2.2.1. Dolomías oscuras (4) ..... 11
2.3. CRETÁCICO SUPERIOR ..... 11
2.3.1. Senoniense marino ..... 11
2.3.1.1. Calizas bioclásticas (5). Calizas bioclásticas y arenosas (8) ..... 11
2.3.1.2. Calcarenitas con cantos de cuarzo (6) ..... 12
2.3.1.3. Areniscas cuarzosas (7). Fm Areny ..... 12
2.3.1.4. Lutitas versicolores, areniscas en paleocanales y calizas (9) ..... 13
2.3.1.5. Lutitas rojas, areniscas y calizas (11). Facies Garumniense ..... 13
2.4. TERCIARIO ..... 14
2.4.1. Paleoceno ..... 14
2.4.1.1. Calizas micríticas con silicificaciones (10) ..... 14
2.4.1.2. Calizas micríticas (12) ..... 14
2.4.2. Eoceno ..... 15
2.4.2.1. Calizas bioclásticas con alveolinas (13) ..... 15
2.4.2.2. Areniscas con glauconita (14) ..... 15
2.4.2.3. Margas, calizas margosas y areniscas (15) ..... 16
2.4.2.4. Grainstones bioclásticos y margas (16). Fm Morillo ..... 16
2.4.2.5. Calizas arenosas y bioclásticas (17). Fm Boltaña ..... 16
2.4.2.6. Areniscas en paleocanales y lutitas (18). Fm Castigaleu ... 17
2.4.2.7. Areniscas y lutitas blancas (19). Fm Castissent ..... 18

2.4.2.8. Conglomerados areniscas y lutitas (20). Fm Campanué inferior ..... 20
2.4.2.9. Areniscas en paleocanales y lutitas (21). Fm Perarrúa... 21
2.4.2.10. Areniscas bioclásticas y lutitas (22). Fm Perarrúa ..... 21
2.4.2.11. Lutitas grises con capas bioclásticas (23). Fm Perarrúa... 22
2.4.2.12. Areniscas bioclásticas y lutitas (24). Fm Perarrúa ..... 23
2.4.2.13. Calizas arrecifales y bioclásticas (25) ..... 24
2.4.2.14. Lutitas grises (26). Cañón de Besians ..... 25
2.4.2.15. Conglomerados y areniscas en paleocanales y lutitas (27). Fm Campanué Sup.-Capella ..... 26
2.4.2.16. Lutitas con niveles bioclásticos (28) ..... 27
2.4.2.17. Areniscas bioclásticas y lutitas (29) ..... 28
2.4.2.18. Areniscas en capas extensas y lutitas grises (30). Fm Pano ..... 29
2.4.2.19. Lutitas grises con capas arenosas y bioclásticas (31). Fm San Vicente ..... 30
2.4.2.20. Areniscas, lutitas y conglomerados en facies turbidíticas (32) ..... 31
2.4.2.21. Brechas carbonáticas arrecifales (33) ..... 31
2.4.2.22. Margas con niveles arenosos canaliformes (34) ..... 32
2.4.2.23. Calizas bioclásticas y arrecifales (35). Fm Grustán. Calizas bioclásticas y arrecifales (36) ..... 33
2.4.2.24. Areniscas y lutitas en facies turbíditicas (37). Formigales ..... 34
2.4.2.25. Margas gris-azuladas, con areniscas y conglomerados (38) ..... 34
2.4.2.26. Calizas arenosas y areniscas con alveolinas (39). Fm Abizanda. Margas grises y areniscas (40) ..... 35
2.4.2.27. Areniscas y lutitas grises (41). Fm Sobrarbe ..... 35
2.4.2.28. Calizas micríticas lacustres (42) y, lutitas rojas y anaranjadas, areniscas y conglomerados (43). Fm Escanilla. Conglomerados poligénicos (44). Brechas con cantos calcáreos (45) ..... 36
2.4.3. Oligoceno superior-Mioceno inferior ..... 38
2.4.3.1. Conglomerados, lutitas rojas y areniscas (46). Fm Graus ..... 38
2.5. CUATERNARIO ..... 39
2.5.1. Cantos y gravas heterolíticas redondeadas, limos y arenas (47, 48, 49, 51, 56, 57). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno ..... 39
2.5.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (50 y 52). Glacis. Pleistoceno ..... 39

2.5.3. Limos y arcillas con gravas (53). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno ..... 40
2.5.4. Cantos y gravas angulosos (54). Canchales; bloques y cantos en matriz arcillosa (55). Coluviones de bloques; cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (58). Coluviones. Holoceno ..... 40
2.5.5. Cantos y gravas en matriz areno-arcillosa (59). Conos de deyección; cantos, gravas, arenas y limos (60). Aluviales y fondo de valle. Holoceno ..... 41

**3. TECTÓNICA. EDAD DE LAS DEFORMACIONES Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN** ..... 41
3.1. EL ANTICLINAL DE MEDIANO ..... 42
3.2. LA DEPRESIÓN DE PALO Y EL BLOQUE DE SALINAS DE TRILLO ..... 46
3.3. EL DOMO TRIÁSICO DE CLAMOSA ..... 46
3.4. LOS PLIEGUES DE ABIZANDA-LA PICARRA ..... 48
3.5. EL SISTEMA DE FALLAS DE CANETO-SECASTILLA ..... 49
3.6. LOS DIAPIROS DE NAVAL Y DE LA PUEBLA DE CASTRO ..... 50

**4. GEOMORFOLOGÍA** ..... 51
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA ..... 51
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO ..... 52
4.2.1. Estudio morfoestructural ..... 52
4.2.2. Estudio del modelado ..... 52
4.2.2.1. Laderas ..... 52
4.2.2.2. Formas fluviales ..... 53
4.2.2.3. Formas poligénicas ..... 54
4.2.2.4. Formas kársticas ..... 55
4.2.2.5. Formas antrópicas ..... 55
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES ..... 55
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA ..... 56
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS ..... 57

**5. ROCAS ÍGNEAS** ..... 57
5.1. OFITAS (1) ..... 57

**6. HISTORIA GEOLÓGICA** ..... 57

**7. GEOLOGÍA ECONÓMICA** ..... 59
7.1. RECURSOS MINERALES ..... 59
7.2. CLIMATOLOGÍA-HIDROLOGÍA ..... 62
7.3. INVENTARIO Y USOS DEL AGUA ..... 63
7.4. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA ..... 64

**8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO** ..... 65
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS ..... 65

**9. BIBLIOGRAFÍA** ..... 67

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Graus se halla en la vertiente sur del Pirineo central, en la parte septentrional de la provincia de Huesca. El terreno montañoso que la caracteriza se halla surcado por dos valles principales de orientación meridiana, el valle del Cinca al oeste y el valle del Ésera al este. El fondo del valle del Cinca se halla inundado en gran parte por los embalses de Mediano y de El Grado I, mientras que a lo largo del valle del Ésera se sitúan los principales núcleos de población, incluyendo la localidad de Graus. En las proximidades de esta localidad, al río Ésera confluye su tributario el Isábena.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Graus se encuentra enclavada en la Zona Surpirenaica, parte meridional de la cordillera constituida por rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias integradas en láminas cabalgantes desplazadas hacia el sur. En particular, en la Hoja pueden distinguirse dos partes diferenciadas: la parte occidental, coincidente a grandes rasgos con el valle del Cinca, está caracterizada esencialmente por materiales mesozoicos y eocenos intensamente deformados y con un patrón cartográfico complejo. Por otra parte, la mitad oriental de la Hoja, coincide con el valle del Ésera, está ocupada por una serie monoclinal de suave buzamiento que incluye materiales Eocenos y del Oligoceno superior-Mioceno.

Entre las principales estructuras tectónicas se reconocen varios sistemas de pliegues con orientación diversa (p. e. el anticlinal N-S de Mediano y los pliegues NO-SE situados más al sur), además de un complejo sistema de fallas normales. A favor de estas estructuras afloran rocas triásicas, jurásicas y del Cretácico superior, recubiertas concordantemente o en discordancia por diversas formaciones terciarias. En la parte suroeste de la Hoja, se encuentran dos afloramientos de materiales triásicos diapirizados, limitados por fallas curvas que llegan a truncar a los materiales terciarios más modernos, de edad Oligo-Miocena. Los materiales terciarios de la Hoja forman parte de la cuenca de antepais surpiranaica, y frecuentemente muestran relaciones sintectónicas con las principales estructuras de deformación.

Desde el punto de vista morfológico, la Hoja de Graus se caracteriza por un relieve accidentado, con desniveles que en varias ocasiones sobrepasan los 700 m. Las mayores altitudes se sitúan en torno a los 1.100-1.300 m. Las diversas litologías y estructuras tienen una expresión marcada en el relieve. La red fluvial se halla notablemente encajada, con formas de acumulación relativamente poco importantes. El drenaje actual se dirige principalmente hacia el sur.

### 1.2. ANTECEDENTES

Tras los trabajos antiguos y de carácter general de MALLADA (1878), DALLONI (1910) y SELZER (1934), los primeros trabajos que aportan precisiones sobre la estratigrafía de los materiales mesozoicos y terciarios corresponden a los de BIOT (1962), circunscrito al área de Mediano, y de GARRIDO-MEGÍAS (1968, 1973). Este último autor define varias unidades estratigráficas y presenta una cartografía geológica de parte del área abarcada por la Hoja (ver también GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972), SEGURET (1972) realizó un estudio tectónico general de la vertiente surpirenaica, en el que se hace referencia al anticlinal de Mediano y a su orientación transversal a la mayor parte de las estructuras pirenaicas.

Posteriormente, se realizaron estudios sedimentológicos de detalle de algunas unidades estratigráficas aflorantes en la Hoja y zonas vecinas (p.e. NIJMAN y NIO 1975; DE FEDERICO, 1981; DONSELAAR, y NIO, 1982; CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985; MUTTI *et al.*, 1985; CRUMEYROLLE, 1987; CUEVAS-GOZALO, 1989). Nuevos trabajos de carácter general son los de REYNOLDS (1987), donde se argumenta un origen diapírico para el anticlinal de Mediano, y de MARTÍNEZ-PEÑA (1991), que presenta varios cortes transversales a las estructuras. Finalmente, BARNOLAS *et al.* (1991) proponen un marco estratigráfico general de los materiales eocenos de este sector de la vertiente surpirenaica, así como discuten diversos aspectos sedimentológicos y de relaciones tectónica-sedimentación del anticlinal de Mediano y de las series del valle del Ésera. De estos trabajos se dará referencia detallada en los capítulos temáticos correspondientes.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. TRIÁSICO

Presenta extensos afloramientos en el núcleo de la estructura dómica de Clamosa y en los diapiros de Naval y de La Puebla de Castro. Está representado por lutitas versicolores con intercalaciones de calizas y evaporitas. Las intrusiones de rocas ofíticas son poco frecuentes en la Hoja. Al igual que en trabajos precedentes (ALMELA y RÍOS, 1951; GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972), el aspecto típico de estas facies y su posición estratigráfica, permite atribuirles una edad Triásico medio y superior (facies Muschelkalk y Keuper).

#### 2.1.1. Lutitas versicolores y yesos (2)

Consisten fundamentalmente en lutitas de color vinoso, aunque pueden presentar también tonalidades rosadas, grises, verdosas o amarillentas. Contienen frecuentes intercalaciones de yesos en capas de algunos decímetros a pocos metros de espesor, también de color variado, gris, blanco, verdoso, rosado o amarillento. Predominan las litofacies laminadas a menudo interestratificadas con capas finas de carbonatos. Son también frecuentes las litofacies nodulares, de yeso alabastrino, los niveles con grandes cristales de yeso secundario y yeso fibroso rellenando pequeñas fracturas.

A pesar de que no afloran, la presencia de cloruros debe ser importante en el subsuelo, ya que se encuentran salinas (Naval) y fuentes saladas asociadas a esta unidad (Salinas de Trillo, Secastilla, Aldea de Puy de Cinca, etc.).

Estos materiales corresponden a depósitos típicos de las facies Keuper, lo que indica que podría también encontrarse representado el Muschelkalk medio o Buntsandstein superior por debajo de las calizas de facies Muschelkalk. Sin embargo la similitud entre ambas facies y la escasa calidad de los afloramientos no permite diferenciarlos en la cartografía.

#### 2.1.2. Calizas grises (3). Facies Muschelkalk

Se han incluido en esta unidad toda una serie de barras calcáreas, de 30 a 40 m de espesor, muy fracturadas que afloran entre las lutitas versicolores (unidad 2) del domo de Clamosa y los

diapiros de Naval y la Puebla de Castro. Son calizas dolomíticas y microesparíticas de color gris oscuro, frecuentemente fétidas. Se presentan en capas tabulares, algo onduladas, de entre 2 y 40 cm de espesor, separadas por delgadas intercalaciones margosas. Por lo general, muestran una fina laminación paralela, aunque a menudo las capas más gruesas se hallan intensamente bioturbadas. Es frecuente encontrar intervalos muy recristalizados, o muy fracturados, con brechas y grandes venas de esparita. Ocasionalmente se encuentran niveles margosos de varios decímetros de espesor.

Al sur de Ligüerre de Cinca, ALMELA y RÍOS (1951) citan la presencia de una impregnación a veces importante de hidrocarburos, que fue objeto de un intento de explotación.

## 2.2. JURÁSICO

### 2.2.1. Dolomías oscuras (4)

Esta unidad aflora únicamente en el flanco sur de la estructura dómica de Clamosa junto al embalse de El Grado, al este de la localidad de Escanilla y en las proximidades de Lapenilla. Está compuesta por dolomías de color gris oscuro, de aspecto generalmente masivo, aunque a veces deviene laminado. Tienen un espesor mínimo de un centenar de metros, y su accesibilidad y condiciones de afloramiento son pobres en la Hoja.

En la parte inferior de esta unidad, GARRIDO-MEGÍAS (1973) cita la presencia también de calizas laminadas, micríticas o microesparíticas, y calizas oolíticas con gasterópodos, lamelibranquios, restos de crinoideos y un tramo rico en algas Dasycladáceas que atribuye al Rhetiense. Estas rocas están cubiertas actualmente por el embalse de El Grado. En el resto de la unidad cartográfica dominan las dolomías masivas, a veces de aspecto brechoide, que contienen intercaladas areniscas dolomíticas ferruginosas de color rojizo.

## 2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

### 2.3.1. Senoniense marino

Consiste en una sucesión esencialmente caliza y calizo-arenosa, que aflora asociada a las estructuras anticlinales de Mediano y la Picarra y en las proximidades de Torreciudad. Las series más completas se localizan en la parte septentrional de la Hoja, presentando un espesor próximo a los 800 m en las inmediaciones de Salinas de Trillo.

#### *2.3.1.1. Calizas bioclásticas (5). Calizas bioclásticas y arenosas (8)*

La unidad 5 está compuesta por calizas bioclásticas de color gris o beige, con texturas "packstone" y "wackestone", a veces con oolitos e intraclastos y localmente arenosas. En ocasiones se hallan parcialmente recristalizadas o dolomitizadas. Generalmente presentan un aspecto bastante masivo, aunque en ocasiones se intuyen secuencias estrato y granocrecientes de escala métrica y decamétrica. En Salinas de Trillo el espesor de esta unidad es de unos 500 m y tiene un mínimo de 125 m en el desfiladero de El Entremón, donde no aflora su base. Contienen abundante fauna de miliólidos, entre otros foraminíferos, además de fragmentos de rudistas, corales,

equinodermos, briozoos, gasterópodos, algas rodofíceas, etc. Entre los foraminiferos coexisten lacazinas con orbitoides, junto con siderolites hacia el techo de la unidad, formas que permiten a GARRIDO-MEGÍAS (1973) atribuir esta unidad al Santoniense superior-Campaniense.

En el anticlinal de la Picarra y en el límite meridional de la Hoja, las unidades de calizas del Cretácico superior se han agrupado en una única unidad (8), compuesta por calizas bioclásticas arenosas, debido a su similitud litológica y que presentan un carácter más arenoso.

*2.3.1.2. Calcarenitas con cantos de cuarzo (6)*

Esta unidad tiene un espesor de unos 300 m en Salinas de Trillo y de aproximadamente 280 m en el desfiladero de El Entremón. Está compuesta por calizas de textura "grainstone" o "packstone" y calizas arenosas, muy mal clasificadas y a menudo microconglomeráticas. Presentan pequeños cantos de cuarzo blanco, y en menor proporción de areniscas. Estos clastos son moderadamente redondeados y su diámetro medio es de 0,5-0,8 cm, aunque ocasionalmente pueden alcanzar hasta 2 cm.

Las calizas presentan una pátina característica de color gris o marrón oscuro y un aspecto menos masivo que las de la unidad anterior, observándose la presencia de secuencias estrato y granocrecientes de escala métrica a decamétrica. Generalmente no se observa la estructura interna de las capas, aunque localmente presentan laminación paralela o estratificación cruzada planar con láminas inclinadas hacia el noreste. Se intercalan también algunos bancos de rudistas, retrabajados y envueltos por matriz calcarenítica. Hacia el techo se encuentran calizas bioclásticas de color claro.

Como bioclastos presenta orbitoides, lepidorbitoides, rotálidos, y miliólidos, entre otros foraminíferos, además de fragmentos de rudistas, equinodermos, briozoos, gasterópodos, algas rodofíceas, coralarios, etc. Su edad es Campaniense-Maastrichtiense (GARRIDO-MEGÍAS, 1973).

*2.3.1.3. Areniscas cuarzosas (7). Fm Areny*

Esta unidad tiene un espesor de unos 28 m. Está formada por areniscas finas a medias de color marrón y aspecto masivo. Petrológicamente son subarcosas, en el sentido de PETTIJOHN *et al.* (1972), en las que predominan los fragmentos de pizarras. Como minerales accesorios contienen turmalinas y circones.

Por lo que se refiere a su estructura interna, se observan "sets" de estratificación cruzada de surco o planar tangencial, de mediana a gran escala. Las láminas se inclinan hacia el este-sureste. Hay frecuentes intercalaciones de arenisca muy gruesa, en la base de los "sets" o siguiendo las láminas. Ocasionalmente presentan también laminación paralela y superficies de reactivación unidireccionales. Se trata de facies típicas de un medio costero o deltaico. Su posición estratigráfica permite atribuirles una edad Maastrichtiense.

*2.3.1.4. Lutitas versicolores, areniscas en paleocanales y calizas (9)*

Esta unidad se corresponde con la unidad 8 de la vecina hoja de Fonz (288). Dentro del ámbito de la presente hoja solo hay un pequeño afloramiento en el extremo sureste, en el entorno del diapiro de la Puebla.

Esta unidad se dispone por encima de los niveles de calizas del tramo comprensivo n.º 8. Está compuesta mayoritariamente por lutitas versicolores, dominantemente rojizas con abundantes rizocreciones, que pueden intercalar en su parte inferior delgadas capas de calizas lacustres y paleocanales arenosos. En la hoja de Fonz, en los niveles calcáreos se ha reconocido una asociación de carofitas de edad Maastrichtiense, compuesta por *Ablyochara concava mucronata, Peckichara caperata, Peckisphaera clavata, Pseudoharrisichara isonae* y *Platychara* sp. Los paleocanales de areniscas están compuestos por arena gruesa a muy gruesa y gravas de cuarzo mal cementadas. Como estructuras sedimentarias presentan abundantes barras con estratificación cruzada de alto ángulo. El espesor total, determinado en la hoja vecina, puede alcanzar 82 m.

Los niveles de areniscas pueden interpretarse como paleocanales fluviales, mientras que los niveles arcillosos son atribuibles a depósitos de llanura de inundación.

Esta unidad se encuadra dentro de las denominadas Facies Garumniense, correspondiendo al "Tramo margoso inferior" de POCOVI (1978), que es correlacionable con la "arenisca de reptiles" ULLASTRE y MASRIERA (1983). Se le atribuye una edad Rognaciense (Maastrichtiense terminal).

*2.3.1.5. Lutitas rojas, areniscas y calizas (11). Facies Garumniense*

Esta unidad aflora únicamente en la mitad occidental de la Hoja, en el bloque de Salinas de Trillo y en los anticlinales de Mediano y La Picara. Tiene un espesor de unos 90 m de los que únicamente aflora bien la mitad superior. Está formada por lutitas rojas, ocres o gris verdosas, en ocasiones, con decoloraciones grises, rojizas o violáceas debidas a procesos edáficos. Entre ellas se intercalan capas tabulares de arenisca fina a media, en estratos de 2-40 cm de espesor, a menudo amalgamados. Estas pueden presentar base ligeramente erosiva, intraclastos de arcilla, láminas paralelas, o estratificación cruzada de surco de mediana escala. Algunas de ellas están constituidas casi exclusivamente por "ripples".

En la parte media de la sucesión se intercala un nivel con calizas micríticas y lutitas grises, en estratos tabulares de 10-20 cm de espesor, a veces bioturbados por raíces. Estas pueden contener proporciones importantes de "pellets", intraclastos, pseudomorfos de cristales de yeso, oogonios de carofitas, y abundante *Microcodium*.

De acuerdo con sus características sedimentológicas y contenido fósil, estos depósitos se interpretan como depósitos aluviales y lacustres.

Esta unidad corresponde al término litoestratigráfico conocido como facies Garumniense en el ámbito pirenaico. Las especies de carofitas obtenidas de los levigados en los muestreos realizados

en su parte inferior son típicas del Maastrichtiense superior. Por consideraciones regionales (ROBADOR, 1990) puede afirmarse que la edad de esta unidad incluye también al Paleoceno.

## 2.4. TERCIARIO

### 2.4.1. Paleoceno

#### *2.4.1.1. Calizas micríticas con silicificaciones (10)*

Esta unidad aflora en la esquina suroriental de la hoja y tiene un espesor inferior a 25 m. Su parte inferior está compuesta por calizas de textura marmórea con silicificaciones de geometría irregular de carácter masivo. En estos niveles se intercalan hacia la base areniscas tabulares amarillentas con granos muy gruesos mal cementados y lutitas versicolores junto a capas delgadas de carniolas rojizas.

La parte superior de la unidad tiene una estratificación difusa y un carácter más competente, formando un resalte en el relieve. Está constituida por micritas gravelosas con intraclastos, zonas cristalinas sacaroideas, porosidad fenestral y pseudomorfos de sulfato. En este tramo son características las silicificaciones irregulares o en nódulos y costras ferruginosas sobre todo hacia el techo. Contiene *Microcodium*, caráceas y ostrácodos.

Sus características sedimentológicas permiten interpretar estos materiales como depósitos de un ambiente lacustre a palustre.

Esta unidad puede correlacionarse con el "Tramo calcáreo medio" de POCOVI (1978), y con la "Caliza de Vallcebre" de ULLASTRE y MASRIERA (1983). Por consideraciones de correlación regional, de acuerdo con el trabajo de ROBADOR (1990), la edad de este tramo cartográfico puede considerarse como Daniense.

#### *2.4.1.2. Calizas micríticas (12)*

Esta unidad se dispone en contacto normal sobre la unidad anterior (11). Tiene un espesor total de unos 150 m.

Los primeros 15 a 20 metros están formados por calizas micríticas o microesparíticas de color beige. Generalmente se hallan muy recristalizadas o parcialmente dolomitizadas. En ocasiones contienen nódulos estratiformes de sílex negro. Su aspecto es masivo, aunque en la base pueden intercalarse algunos niveles de arcillas ricas en materia orgánica.

Le siguen una serie de calizas micríticas y bioclásticas de color beige, en estratos tabulares de 10-40 cm de espesor, con abundante fauna de miliólidos, rotálidos, ostrácodos, oogonios de carófitas, fragmentos de moluscos, restos de equinodermos, etc. Predominan las texturas de tipo "wackstone" y "packstone". La parte superior de la unidad está formada por calizas bioclásticas a veces arenosas, con oolitos, intraclastos y abundante fauna de miliólidos que presentan texturas dominantes de tipo "grainstone" y "packstone". Algunas de las muestras se hallan parcialmente dolomitizadas.

Sus características sedimentológicas y petrológicas permiten asignar el medio de depósito de esta unidad a ambientes sedimentarios lacustres y marinos someros. En la parte media y superior de la unidad se han encontrado ejemplares de *Glomalveolina primaeva* y *Glomalveolina levis* que sugiere una edad Thanetiense medio y superior.

### 2.4.2. Eoceno

#### *2.4.2.1. Calizas bioclásticas con alveolinas (13)*

Esta unidad tiene en el Anticlinal de Mediano un espesor próximo a 130 metros. Los primeros 30 consisten en calizas bioclásticas de color blanquecino y aspecto masivo. Predominan las texturas de tipo "grainstone" o "packstone", con fósiles e intraclastos como principales componentes aloquímicos. Estos depósitos contienen fauna marina típica de ambientes poco profundos, en la que se encuentran alveolinas y miliólidos, entre otros foraminíferos. Son también frecuentes las algas rodofíceas, briozoos, restos de equinodermos, entre otros restos fósiles.

El resto de la serie está formada por calizas bioclásticas de color beige, a veces algo arenosas. Contienen fauna característica de ambientes más profundos, entre la que destacan *Nummulites*, *Assilina* y *Operculina*. Es también frecuente la presencia de glauconita. Por lo general, su aspecto es masivo, aunque se intuye la presencia de secuencias estratocrecientes de espesor decamétrico. El conjunto de la serie muestra una tendencia general profundizante. En ocasiones se puede observar la estratificación cruzada a gran escala dirigida hacia el oeste, en la parte alta de esta unidad.

Las muestras recogidas, contienen fauna perteneciente a las biozonas de *Alveolina cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*, *A. moussolensis* y *Nummulites exilis*, por lo que la edad de esta unidad puede considerarse como Ilerdiense inferior y medio.

#### *2.4.2.2. Areniscas con glauconita (14)*

Esta unidad flora en el flanco occidental del anticlinal de Mediano y en el Bloque de Salinas de Trillo. Tiene un espesor de un centenar de metros y se sitúa en contacto neto sobre las calizas de alveolinas infrayacentes. Su base está formada por un nivel de unos 2 m de espesor, de areniscas bioturbadas muy ricas en glauconita y fauna de braquiópodos, crustáceos, equínidos 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 unidad. La bioturbación es importante en toda la serie y es frecuente la presencia de equínidos irregulares, crustáceos y trazas fósiles de tipo Chondrites.

No se ha encontrado fauna determinativa que permita datar esta unidad, aunque su posición estratigráfica permite atribuirle una edad Ilerdiense medio.

*2.4.2.3. Margas, calizas margosas y areniscas (15)*

Esta unidad se sitúa sobre la anterior, o la incluye, en los sitios donde no es posible individualizarla cartográficamente. Aflora en el Tozal de Salinas y en ambos blancos del anticlinal de Mediano, donde tiene un espesor de unos 300 m. Está formada por la alternancia en tramos decamétricos, de margas grises, calizas margosas y calizas bioclásticas. Estas últimas, por lo general se hallan bien estratificadas y presentan texturas de tipo "wackestone" a "packstone". Son frecuentes las pistas de tipo Chondrites y la presencia de glauconita. Contienen abundantes *Nummulites*, *Discocyclina*, equínidos irregulares, restos de crustáceos y esponjas entre otros bioclastos.

A esta unidad se le atribuye una edad Ilerdiense medio-Cuisiense inferior, por comparación con la serie del anticlinal de Boltaña, al oeste de la Hoja. Equivale al conjunto de las formaciones Millaris, Metils y Yeba definidas por VAN LUNSEN (1970) en esa zona.

*2.4.2.4. Grainstones bioclásticos y margas (16). Fm Morillo*

Esta unidad aflora en un único afloramiento en la esquina nor-oriental de la Hoja, que forma parte de los extensos afloramientos de la unidad en la vecina Hoja de Campo (212). Consecuentemente la descripción de esta unidad se basará en las descripciones de la hoja vecina.

La unidad está compuesta por calizas bioclásticas de textura "grainstone", estratificadas en dos niveles separados por un tramo margoso. Su espesor en el ámbito de la hoja está próximo a los 40 m. Este tramo tiene una gran continuidad lateral, extendiéndose desde el valle del río Isábena al este hasta el valle del río Ésera al oeste.

De acuerdo con SERRA-KIEL *et al.* (1994), este tramo representa un episodio transgresivo en el que se observa una gradación de facies desde depósitos de plataforma interna en el sector oriental hasta sedimentos de plataforma externa con nummulítidos y discociclinidos en el sector del río Ésera al oeste.

En estos niveles se encuentran las biozonas de *Alveolina oblonga* y *Nummulites planulatus*, según los datos de SCHAUB (1973) y SAMSO y TOSQUELLA (1988). El nannoplancton calcáreo pertenece a la biozona NP 12 (*Marthasterites tribrachiatus y M. orthostilus*), estos datos en conjunto indican una edad Cuisiense inferior para esta formación.

*2.4.2.5. Calizas arenosas y bioclásticas (17). Fm Boltaña*

Esta unidad consiste en una sucesión esencialmente caliza, de la que se preservan unos 120 m de espesor en el anticlinal de Mediano y en el Tozal de Salinas, zonas donde su techo está truncado por una discordancia.

Está compuesta por calizas arenosas y bioclásticas de color marrón, en estratos decimétricos, organizados en secuencias somerizantes de hasta 20 m de espesor. Estas secuencias presentan un tramo inferior calcáreo, con abundante arena fina o limo, muy bioturbado, que pasa progresivamente hacia techo a calizas bioclásticas y arenosas, con texturas de tipo "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. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia el oeste suroeste.

Entre los bioclastos predominan las alveolinas, miliólidos, nummulites, restos de equinodermos, etc. Ocasionalmente puede ser muy abundante la presencia de glauconita. El conjunto representa facies de plataforma carbonática.

La mayoría de los autores atribuyen una edad Cuisiense-Luteciense inferior a esta formación caliza (BIOT, 1962; NIJMAN y NIO, 1975; DE FEDERICO, 1981), PLAZIAT (1984) precisa su edad como Cuisiense inferior, basándose en las determinaciones de macroforaminiferos de A. BLONDAU. La posición estratigráfica de esta unidad y la similitud de facies permiten hacerla equivalente de la Fm Santa Marina de VAN LUNSEN (1970) o Caliza de Boltaña de BARNOLAS *et al.* (1991).

*2.4.2.6. Areniscas en paleocanales y lutitas (18). Fm Castigaleu*

La Fm Castigaleu (NIJMAN y NIO, 1975) aflora únicamente en la esquina nororiental de la Hoja, en las proximidades del Collado de Merli, donde se ha medido un espesor total de 370 m. Su base se halla en contacto aparentemente normal (conforme) sobre las margocalizas nodulosas y margas de la Fm Morillo (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985) que aflora en las vecinas Hojas de Campo y Aren. Su techo se sitúa sobre un paleocanal intensamente bioturbado, tapizado por una pequeña costra ferruginosa.

En esta transversal, la sucesión se inicia con 20 m de margas arenosas muy bioturbadas, con fauna de ostreas y turritélidos. Le siguen 64 m de margas grises, en las que se intercalan capas tabulares de areniscas y paleocanales. Las margas se hallan muy bioturbadas, aunque localmente pueden contener capas milimétricas o centimétricas de arenisca con estratificación ondulada ("wavy") o lenticular ("linsen"). Las capas tabulares de arenisca son de espesor decimétrico, granulometría fina a media y a veces bioclásticas. A menudo se hallan completamente bioturbadas, con gran cantidad de "burrows" de escape. Como estructura interna pueden contener laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y "ripples" de corriente u oscilación. Los paleocanales de arenisca son de hasta 3 m de espesor y extensión lateral decamétrica. Contienen abundantes intraclastos de arcilla, así como frecuentes intercalaciones lutíticas. Como estructura interna pueden presentar laminación paralela, cruzada de surco o planar tangencial y ocasionalmente estratificación sigmoidal. Son frecuentes los restos vegetales. Algunos paleocanales tienen una clara influencia mareal. El conjunto de estas facies muestra características que permite atribuirlas a ambientes deposicionales de frente deltaico y llanura deltaica inferior.

Los 186 m restantes de la sucesión están formados por lutitas entre las que se intercalan paleocanales de arenisca y conglomerado, en una proporción que en la mitad inferior de este tramo es próxima al 50%. En la mitad superior, predominan las facies areniscoso-conglomeráticas y la amalgamación de paleocanales, originando cuerpos multiepisódicos de gran continuidad lateral.

Las lutitas son de color gris o beige y presentan frecuentes decoloraciones debidas a procesos edáficos. Ocasionalmente pueden contener ejemplares sueltos de ostreas o gasterópodos, nódulos de limonita, caliches y pequeños niveles de margocalizas, probablemente depositadas en

ambientes de charcas o lagos efímeros. Los paleocanales son de arenisca media a muy gruesa, generalmente mal clasificada. Contienen abundantes cantos dispersos, siguiendo la estratificación cruzada, o bien se concentran en la base de los "sets" o de los paleocanales, como depósitos residuales ("lag"). Los cantos son moderadamente redondeados y heterogénicos. Predominan los de caliza y arenisca, aunque son también muy abundantes los de cuarzo blanco, liditas y rocas metamórficas. El diámetro medio de los cantos es de 3-5 cm encontrándose ocasionalmente cantos de hasta 10 cm de diámetro medio, en la mitad inferior de este tramo, y de hasta 20 cm en la mitad superior.

En cuanto a la estructura interna de los paleocanales, son frecuentes las cicatrices de erosión, tapizadas por niveles residuales de cantos e intraclastos de lutita. Predomina la estratificación cruzada de surco o planar tangencial, de mediana a gran escala. Ocasionalmente pueden encontrarse también alineaciones horizontales de cantos, nidos de cantos, e incluso barras de grava, en la base de algunos paleocanales. Son facies típicas de canales trenzados, en un ambiente sedimentario de llanura deltaica. Las paleocorrientes medidas muestran una dispersión que oscila entre el sur-suroeste y el oeste-noroeste, predominando estas últimas.

Por lo que respecta a la composición mineralógica de las lutitas es la siguiente: 49% de calcita, 2% de dolomita, 35% de filosilicatos y 14% de cuarzo. Entre los minerales de arcilla, predomina la esmectita (23%) y la illita (8%), aunque contiene también pequeñas cantidades de caolinita (3%) y clorita (1%). La petrología de las areniscas muestra que el 50-57% de los granos son de cuarzo y dominan los fragmentos de roca sobre los de feldespatos, por lo que en un diagrama QFFRL (PETTIJOHN, *et al.*, 1973), quedarían proyectadas dentro del campo de las litarenitas. En cuanto a la naturaleza de los fragmentos de roca, predominan los carbonáticos (calcáreos y dolomíticos) frente a los metamórficos. Como minerales accesorios pueden contener: sulfuros, clorita, micas, turmalina y circones.

La Fm Castigaleu puede interpretarse como el conjunto de facies deltaicas, costeras o marinas poco profundas, de un complejo fluvio-deltaico progradante procedente del este-sureste (NIJMAN y NIO, 1975). Su edad es Cuisiense inferior a medio como puede deducirse por correlación cartográfica con la serie del Valle del Ésera situada al norte de la Hoja, datada por numerosos autores (KAPELLOS y SCHAUB, 1973; 1975, SCHAUB, 1981; SAMSÓ, 1988; TOSQUELLA 1988; CANUDO *et al*., 1989).

*2.4.2.7. Areniscas y lutitas blancas (19). Fm Castissent*

La Fm Castissent, se sitúa sobre la Fm Castigaleu (18) y al igual que ésta, aflora únicamente en la esquina noroccidental de la Hoja, donde se ha medido un espesor de 83 m.

La base de esta Formación está constituida por un conjunto heterolítico, de unos 20 m de espesor, en el que de base a techo se distinguen los siguientes tramos:

- 3 m de arcillas carbonosas que se sitúan directamente sobre la costra ferruginosa del techo de la Fm Castigaleu.
- 5 m de limolitas grises.

– 1 m de areniscas rojizas muy bioturbadas y con pequeñas costras ferruginosas.

– 1,5 m de lutitas arenosas con coloraciones grises, violetas y anaranjadas (paleosuelos).

– 1,5 m de limolitas de color beige y marrón con grandes ostreas y gasterópodos (Cerítidos).

– 7 m de arcillas grises con gasterópodos lamelibranquios y abundantes "burrows".

– 1,5 m de capas tabulares de arenisca de espesor decimétrico, formando una pequeña secuencia estrato y granocreciente. En la base se hallan muy bioturbadas y contienen abundantes "burrows" de escape. Hacia techo la bioturbación es menor y pueden contener laminación paralela y "ripples" de oscilación.

Las facies descritas pueden interpretarse como depósitos de marismas, lagunas de aguas salobres y bahías interdistributarias, dentro de un contexto sedimentario de llanura deltaica inferior. Representan una pequeña transgresión respecto a los depósitos de la unidad infrayacente.

El resto de la unidad (62,5 m) consiste en una sucesión de paleocanales de areniscas blanquecinas, intercalados entre margas de color gris, con decoloraciones ocres, amarillentas o rosadas debidas a procesos edáficos. Los paleocanales raramente superan los 9 m de espesor. Su extensión lateral no se puede precisar, debido a la mala calidad de los afloramientos. Estos depósitos canaliformes están constituidos por areniscas de grano medio a muy grueso, por lo general mal clasificadas. Pueden contener cantos dispersos entre la laminación o bien concentrados como depósitos residuales en la base de los "sets" o de los paleocanales. Los cantos son moderadamente redondeados y su diámetro medio es de 2-4 cm, aunque ocasionalmente pueden alcanzar hasta 10 cm. Son de litologías variadas, predominando los cantos de calizas y areniscas sobre los de cuarzo, liditas y rocas ígneas o metamórficas. El relleno es multiepisódico, con frecuentes cicatrices de erosión tapizadas por niveles residuales de cantos e intraclastos de lutita. Predomina la estratificación cruzada de surco o planar tangencial, de mediana a gran escala. Es frecuente la bioturbación de raíces, especialmente en el techo de los paleocanales.

El análisis mineralógico de las lutitas, ofrece la siguiente composición: 42-51% de calcita, 30-38% de filosilicatos, 13-15% de cuarzo y 4-7% de feldespatos (principalmente potásicos). En cuanto a los minerales de arcillas, el porcentaje total es el siguiente: 10-17% de esmectita, 15-13% de illita y 5-8% de caolinita. La petrología de las areniscas muestra que son litarenitas, con un alto contenido en cuarzo, abundantes fragmentos de calizas, de diversos tipos, y más de un 15% de feldespatos (NIJMAN y PUIGDEFÀBREGAS, 1978) cementados por cristales de esparita.

En síntesis, la Fm Castissent está formada por la superposición de tres complejos areniscosos fluviales de geometría tabular y carácter multiepisódico/multilateral; intercalados entre depósitos finos de llanura de inundación y lutitas oscuras de origen salobre transicional (MARZO *et al.*, 1988; FRIEND *et al.*, 1981). Cada complejo areniscoso incluye depósitos de cauces trenzados y meandriformes, procedentes del sureste que coalescen con sistemas aluviales de procedencia septentrional.

La edad de esta Formación se establece también por correlación cartográfica con la serie eocena del valle del Ésera. En ese sector, SAMSÓ (1988) y TOSQUELLA (1988) reconocen fauna de

nummulites del Cuisiense medio en la base y el techo de esta Formación; por su parte MARZO *et al.*, (1988) y CANUDO *et al.*, (1989) aportan datos que la sitúan dentro de la biozona NP 13 (*Discoaster lodoensis*) de nanoplancton calcáreo.

*2.4.2.8. Conglomerados areniscas y lutitas (20). Fm Campanué inferior*

Esta unidad cartográfica incluye a los conglomerados masivos de la Fm Campanué y a los principales cuerpos conglomeráticos-areniscosos que se interdigitan con la Fm Capella (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Afloran en una franja SE-NO que forma las elevaciones más importantes de las sierras de Campanué (Hoja de Campo) y Esdolomada. Su espesor se incrementa hacia el sur y oeste, cambiando también de facies en ambas direcciones. Se ha estimado un mínimo de 300 m en los afloramientos más orientales (Morrón de Güell) y unos 520 m en el pico de Galirón, aunque en este último se intercalan unos 150 m de facies más finas que se han incluido en la Fm Capella.

La base de la Fm Campanué, aflora únicamente en la esquina noreste de la Hoja, donde corresponde a una discordancia angular de ángulo muy bajo sobre la serie infrayacente (GARRIDO-MEGÍAS, 1968); CRUMEYROLLE, 1987; MUTTI *et al.*, 1988). En afloramiento la discordancia se manifiesta mediante la superposición brusca de niveles de conglomerados de grano grueso sobre las facies areniscosas y lutíticas de la Fm Castissent.

En los afloramientos más septentrionales, los conglomerados presentan soporte de clastos y son masivos, o con una grosera estratificación horizontal. Los cantos son moderadamente redondeados y muy heterométricos, oscilando entre 10 y 20 centímetros de diámetro medio. Ocasionalmente se encuentran bloques de hasta 40-50 cm. Son de litologías variadas, predominando los de areniscas y calizas (área fuente mesozoica) sobre los de cuarzo y rocas ígneas o metamórficas. Localmente se intercalan lentejones de arenisca o lutita y son frecuentes las cicatrices de erosión poco incisas. La escasa organización interna de los conglomerados y la ausencia de estructuras tractivas o imbricaciones de cantos sugiere un transporte en masa, mediante avenidas repentinas de flujos hiperconcentrados, en zonas proximales de un abanico aluvial.

Los conglomerados masivos, cambian lateralmente hacia el sur a cuerpos complejos de arenisca gruesa y conglomerado, intercalados entre lutitas y areniscas rojizas, grises o pardas muy bioturbadas por procesos edáficos. Estos cuerpos pueden alcanzar varios kilómetros de extensión lateral y hasta 60 m de espesor. Su organización interna es multiepisódica, con numerosas cicatrices erosivas y amalgamaciones. Presentan frecuentes depósitos de conglomerados residuales, barras de grava y estratificaciones cruzadas de media a muy gran escala. Las facies son características de corrientes tractivas de origen fluvial y se interpretan como depósitos de canales trenzados, en zonas intermedias de abanicos aluviales.

En el valle del Ésera, los niveles marinos equivalentes a la base de la Fm Campanué, contienen fauna de macroforaminíferos del Cuisiense medio-superior (KAPELLOS y SCHAUB, 1973; 1975; SCHAUB, 1981; SAMSÓ, 1988; TOSQUELLA, 1988). Los conglomerados más altos de esta Formación se sitúan estratigráficamente ligeramente por debajo de la Fm Pano (DONSELAAR y NIO, 1982) de edad Luteciense medio (CUEVAS-GOZALO, 1989), acotando de este modo su edad superior.

*2.4.2.9. Areniscas en paleocanales y lutitas (21). Fm Perarrúa*

Esta unidad está constituida por una alternancia de lutitas y areniscas de origen fluvio-deltaico que NIJMAN y NIO (1975) incluyen en la Fm Perarrúa. La proporción lutita/arenisca es del orden de 4:1. Tiene unos 330 m de espesor y se sigue cartográficamente desde la transversal de la Puebla de Fantova hacia el este. En la parte septentrional de la Hoja, equivale al nivel inferior de conglomerado masivo (Fm Campanué; unidad 20) que aflora en la sierra de Esdolomada. Hacia el suroeste cambia lateralmente a cuerpos extensos de areniscas y lutitas en facies de frente deltaico (unidad 22). La base de la unidad no aflora en el área que abarca la presente Hoja. En el valle del Isábena (Hoja de Arén), esta unidad se encuentra en contacto normal o paraconforme sobre la Fm Castissent.

Las facies proximales de esta unidad, se localizan en los afloramientos más septentrionales y orientales, en las cabeceras de los barrancos de Polvorosa, Rialares, Bodegueta y Las Mellas. Estos depósitos consisten en lutitas grises o beiges, a menudo moteadas con totalidades ocres o amarillentas debidas a procesos edáficos que pueden contener ocasionalmente también pequeños nódulos de carbonato cálcico. Entre ellas se intercalan paleocanales fluviales de arenisca gruesa o muy gruesa, con cantos dispersos o concentrados como depósitos de "lag". Raramente superan los 6 m de espesor y su extensión lateral oscila entre algunas decenas y varios centenares de metros. Por lo general presentan características de canales trenzados. No obstante se encuentran también paleocanales con marcada acreción lateral atribuibles a cauces más estables y sinuosos.

Hacia el sur y oeste, estos materiales pasan lateralmente a lutitas de colores dominantemente grises o gris-verdosas que a menudo se hallan edafizadas. Contienen horizontes de arcillas oscuras, ricas en materia orgánica, niveles con ostreas y más raramente gasterópodos. Se intercalan además diferentes tipos de cuerpos areniscosos entre los que destacan: 1) niveles heterolíticos de lutita y arenisca, con estratificación ondulada y lenticular; 2) capas tabulares de espesor decimétrico, a veces muy bioturbadas y con abundantes ostreas; 3) diferentes tipos de paleocanales y 4) cuerpos de extensión kilométrica con secuencias estrato y granocrecientes de hasta 6 m de espesor. Estos últimos pueden contener fragmentos de ostreas, horizontes con cantos y estratificación cruzada, a veces con una clara influencia mareal. Las paleocorrientes se dirigen principalmente hacia el oeste y noroeste.

El conjunto de esta unidad cartográfica representa ambientes deposicionales de llanura deltaica, barras de desembocadura y bahías interdistributarias. (NIJMAN y NIO, 1975; ELLIOT, 1974). La edad de esta unidad puede considerarse como Cuisiense superior, ya que se interdigita con la parte inferior de los conglomerados de la Fm Campanué.

*2.4.2.10. Areniscas bioclásticas y lutitas (22). Fm Perarrúa*

Esta unidad representa un cambio lateral de facies de la anterior hacia el oeste. Al igual que la unidad precedente sus afloramientos están limitados a la mitad oriental de la Hoja. Está formada por cuerpos estrato- y granocrecientes de arenisca, intercalados entre lutitas grises bioturbadas, a veces con abundante fauna de macroforaminíferos.

Los cuerpos areniscosos tienen de 4-6 m de espesor y extensión lateral kilométrica. La arenisca es de granulometría media a gruesa, y puede contener abundantes bioclastos. La parte inferior

de los cuerpos se halla bastante bioturbada, con numerosos "burrows". La parte superior puede presentar estratificación cruzada de surco, de mediana a muy gran escala, planar tangencial, laminación paralela y "hummocky". Son frecuentes las deformaciones hidroplásticas de las láminas y la deformación por carga. Pueden contener cantos dispersos o en horizontes localizados en la base de los "sets" o en algunas cicatrices erosivas. A techo de algunos cuerpos pueden encontrarse niveles de hasta 50 cm de espesor de conglomerados residuales muy gruesos. Las paleocorrrientes muestran una dispersión que oscila entre el suroeste y el noroeste.

Las características sedimentológicas descritas son típicas de ambientes sedimentarios de barras de desembocadura y de frente deltaico.

*2.4.2.11. Lutitas grises con capas bioclásticas (23). Fm Perarrúa*

Esta unidad representa un tramo fundamentalmente lutítico incluido también en la Fm Perarrúa por NIJMAN y NIO (1975). Constituye una capa de sedimentos transgresivo-regresivos en facies de "offshore", que incrementa su espesor hacia el oeste noroeste. Hacia el este y el norte se reduce hasta desaparecer, en parte porque cambia lateralmente a las facies de frente deltaico supra- e infrayacentes (unidades 22 y 24) y en parte también por acuñamiento.

La unidad está constituida por lutitas arenosas de color gris, muy bioturbadas, con estratificación horizontal muy grosera y abundante fauna de macroforaminíferos. Se intercalan capas tabulares de arenisca, de espesor decimétríco, a veces muy bioclásticas. El conjunto representa ambientes sedimentarios de prodelta y plataforma marina.

La zona de cambio lateral de las facies de frente deltaico infrayacente (unidad 22) se caracteriza por presentar cantos o bloques dispersos entre las lutitas, niveles de gruesos conglomerados residuales, a veces con perforaciones de organismos litófagos o incrustaciones de ostreas; niveles de conglomerados con soporte de matriz lutítica (depósitos de "debris flow"), y frecuentes cuerpos areniscosos canaliformes a menudo deslizados ("slumpings"). Estos tramos pueden interpretarse como facies de talud deltaico.

Al este del valle del Ésera, el tránsito a las facies de frente deltaico suprayacente (unidad 24) está formado por un tramo muy rico en macroforaminíferos que contiene también ostreas y abundantes turritélidos, entre otros gasterópodos. En los afloramientos más meridionales, en la zona comprendida entre Monte Muro y el Tozal de la Coscolla, son mucho más frecuentes las intercalaciones de capas bioclásticas y cuerpos de areniscas que representan facies de frente deltaico. Sin embargo se han incluido en la misma unidad cartográfica debido a su carácter litológico dominantemente lutítico.

Según datos de KAPELLOS y SCHAUB (1973; 1975); SCHAUB (1981) y el muestreo recogido para la elaboración de la Hoja, el techo de esta unidad en el valle del Ésera, tiene una edad Cuisiense superior. Hacia el oeste, en las proximidades de Formigales, contiene fauna de macroforaminíferos y nanoplancton correspondiente al Luteciense inferior (SCHAUB, 1981).

*2.4.2.12. Areniscas bioclásticas y lutitas (24). Fm Perarrúa*

Esta unidad comprende un conjunto de areniscas, a veces conglomeráticas y lutitas grises en facies de frente deltaico. Su base es transicional con las lutitas de la unidad 23. El cambio a las facies lutíticas se realiza lateralmente hacia el oeste y noroeste, según la dirección de progradación del sistema deltaico. Hacia el este, el techo se interdigita con los depósitos fluviales de la Fm Capella (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Por el noreste, pasa lateralmente a los conglomerados masivos de la Fm Campanué.

Al norte de Santa Liestra, la unidad tiene un espesor máximo de unos 300 m y se reduce progresivamente hacia el sur. Se han medido unos 200 m en Perarrúa que pasan a unos 30 m en los afloramientos más meridionales. Esta reducción de espesor se debe en parte a los cambios de facies y en parte a la disimetría de todo el prisma sedimentario, que se engrosa hacia el norte y el oeste (CRUMEYROLLE, 1987).

En los afloramientos más septentrionales y orientales de esta unidad, predominan los cuerpos conglomeráticos de varios metros de espesor, intercalados entre niveles tabulares de arenisca bioturbada y lutitas grises con nummulites. De acuerdo con CRUMEYROLLE (1987), representan facies de frente de abanico deltaico y constituyen la transición entre los conglomerados aluviales (subaéreos) de la Fm Campanué y los depósitos marinos o litorales de la Fm Perarrúa.

El resto de la unidad está formada por distintos cuerpos areniscosos intercalados entre lutitas y areniscas bioturbadas con nummulites. Forman secuencias de facies de escala métrica a decamétrica, organizadas en megasecuencias de hasta algún centenar de metros de espesor que representan episodios de progradación o retrogradación deltaica. Se han reconocido seis tipos de cuerpos areniscosos:

a) Capas de arenisca bioclásticas intercaladas entre lutitas arenosas y areniscas muy finas bioturbadas. Son de espesor decimétrico a métrico y geometría tabular o cuneiforme. A menudo forman secuencias estratocrecientes de hasta 10 m de espesor, con numerosas capas amalgamadas y cicatrices de erosión. Su base es neta, plana o suavemente canaliforme, y puede presentar marcas de corriente. Su estructura interna consisten un tramo basal granoclasificado, con bioclastos y abundantes cantos blandos, sobre el que se encuentran láminas paralelas, cruzadas de bajo ángulo, o estratificación "hummocky". Esas facies predominan en la parte inferior de las megasecuencias de progradación deltaica y se interpretan como depósitos de bajo "shoreface" y "offshore", depositados por procesos de tempestad.

b) Cuerpos estrato- y granocrecientes de hasta 15-20 m de espesor y extensión lateral kilométrica. Están compuestos por areniscas de tamaño de grano medio a grueso, algo bioclásticas y bastante bioturbadas. Su estructura interna consiste en "sets" de estratificación cruzada planar, de mediana escala, láminas paralelas y alineaciones horizontales de cantos. Hacia techo presentan superficies onduladas de gran escala, estratificación cruzada de surco y frecuentes cicatrices de erosión. Este tipo de cuerpos se sitúan preferentemente en la parte media de las megasecuencias de progradación deltaica. De acuerdo con CRUMEYROLLE (1987), representan barras de desembocadura depositadas en ambientes de "shoreface".

c) Cuerpos areniscosos de hasta 10 m de espesor, aspecto masivo y base muy neta, que lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada. Presentan láminas de "topset" bien desarrolladas y los "foresets" se relevan lateral y verticalmente mediante superficies de reactivación. También presentan cambios laterales en la inclinación de las láminas e intercalaciones lutíticas entre los "sets". La bioturbación es poco intensa, aunque son frecuentes los "burrows" verticales. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia el norte-noreste. Este tipo de cuerpos se localizan en la parte media alta de las megasecuencias de progradación deltaica y se interpretan como un sistema de canal/delta de marea, relacionado con playas barrera.

d) Capas tabulares de arenisca muy fina, de espesor centimétrico, intercaladas entre lutitas arenosas de color beige. A menudo se hallan amalgamadas formando paquetes de hasta 2 m de espesor. Presentan laminación paralela y ocasionalmente cruzada de bajo ángulo y "ripples" de oscilación. La bioturbación es intensa en la mayoría de las capas. Estas facies se sitúan sobre los cuerpos descritos en el párrafo anterior y se interpretan como depósitos de "washover".

e) Paleocanales de arenisca gruesa o muy gruesa, con cantos dispersos y lentejones de conglomerados residuales. El relleno es multiepisódico con abundantes cicatrices erosivas, estratificación cruzada de surco y paralela de alto régimen de flujo. Se interpretan como canales distribuidores fluviales y se sitúan a techo de las megasecuencias de progradación deltaica.

f) Cuerpos de arenisca muy bioclástica, de hasta 10 m de espesor y extensión lateral kilométrica. Son masivos y de aspecto noduloso, aunque a veces se intuyen superficies onduladas de mediana a gran escala. Entre los bioclastos predominan nummulites y assilinas, aunque contienen también: alveolinas, miliólidos, orbitolites, discocyclinas, restos de equinodermos, etc. Se interpretan como depósitos transgresivos, depositados en ambientes de "shoreface".

La edad de esta unidad es ligeramente más reciente hacia el oeste, debido al carácter heterócrono de sus límites. Según datos de KAPELLOS y SCHAUB (1973; 1975), SCHAUB (1981), en el valle del Ésera contiene fauna del Cuisiense superior, en la base, y del Luteciense inferior en el techo.

*2.4.2.13. Calizas arrecifales y bioclásticas (25)*

Esta unidad incluye varios niveles de calizas bioclásticas y arrecifales, desconectados entre si aunque se sitúan en una posición estratigráfica similar. Se intercalan entre los niveles areniscosos de la Fm Perarrúa (unidad 24), o en las facies lutíticas equivalentes (parte inferior de la unidad 28).

El afloramiento más oriental de esta unidad se localiza en el valle del Ésera, entre las poblaciones de Perarrúa y Besians. Se trata de un nivel de calizas masivas, que se intercala entre las facies areniscosas de frente deltaico. Tiene unos 14 m de espesor y 2 km de extensión lateral. Son calizas bioclásticas con texturas "packstone" y "grainstone", interestratificadas con tramos de textura "boundstone" de aspecto más noduloso, con corales y algas rojas (*Lithothamnium sp*.).

Contienen abundantes miliólidos, alveolinas, orbitolites, nummulites, discocyclinas, briozoos, radiolas y placas de equínidos, etc. Representan pequeños arrecifes, o parches arrecifales, depositados durante un episodio de poca actividad del abanico deltaico.

Hacia el noroeste, en las proximidades del caserío Canero, el nivel de calizas equivalente, supera el centenar de metros de espesor. Presenta facies bioclásticas similares a las del Valle del Ésera. Hacia el norte se interdigita lateralmente con lutitas de "offshore" (unidad 20) y desaparece por cambio de facies en poco más de un kilómetro. En esta zona, el conjunto de la Fm Perarrúa se halla discordante sobre el Senoniense.

En las proximidades de la presa de Mediano existe otro pequeño afloramiento. Consiste en un pequeño nivel de caliza arrecifal que se apoya de forma discordante y con geometría de "onlap", con un ángulo próximo a los 30°, sobre las calizas cuisienses de la Fm Boltaña. Su espesor es de unos 16 m y se intercala entre facies lutíticas de plataforma y talud (unidad 31). Tiene una extensión lateral reducida y cambia de facies hacia el noroeste, a brechas carbonáticas arrecifales (unidad 29). Al este de Escanilla, junto al embalse de El Grado, el nivel de calizas aproximadamente equivalente se apoya discordantemente sobre el Mesozoico.

En el valle del Ésera, la presencia de *Nummulites laevigatus* en estos niveles, permite datarlos como Luteciense inferior. En el anticlinal de Mediano, SAMSÓ *et al.*, (1994), citan la presencia de macroforaminíferos de las biozonas de *Nummulites beneharnensis* y *N. gratus*, del Luteciense medio.

*2.4.2.14. Lutitas grises (26). Cañón de Besians*

Esta unidad aflora en las proximidades de la localidad de Besians. Se trata del relleno de una depresión erosional con forma de cañón, que se encaja entre las facies areniscosas de la Fm Perarrúa (unidad 24). Tiene 140 m de profundidad máxima y 800 m de anchura. En corte longitudinal se extiende unos 2 km en dirección SE-NO.

El margen septentrional de la depresión muestra una geometría suavemente escalonada, formada por erosión a favor de planos de estratificación y pequeñas fallas lístricas. El margen meridional es más abrupto y está formado por pequeñas fallas sinsedimentarias con planos inclinados hacia el norte y noroeste (BARNOLAS *et al.*, 1991). A partir de ambos márgenes, norte y sur, la superficie erosiva evoluciona a un plano de paraconformidad que se sigue cartográficamente entre las facies de frente deltaico de la Fm Perarrúa. Hacia cuenca en dirección noroeste, BARNOLAS *et al.*, (1991) correlacionan esta depresión con un gran talud erosional: el "cañón de Charo" definido por MUTTI *et al*., (1985).

El relleno de la depresión está formado principalmente por lutitas grises, con escasa fauna de microforaminíferos (CRUMEYROLLE, 1987). En la parte más profunda, se intercalan también capas turbidíticas de arenisca, de geometría lenticular y espesor centimétrico a métrico. En la parte más alta, la transición a las facies deltaicas que colmatan la depresión, consiste en capas tabulares de arenisca de espesor decimétrico, intercaladas entre lutitas con macroforaminíferos. Estas se inclinan hacia el oeste mostrando una geometría de prisma progradante (CRUMEYROLLE, 1987).

La primera descripción de la depresión lutítica de Besians se debe a RUMPF y DE BOER (1985). Posteriormente ha sido interpretada por numerosos autores como el relleno de un cañón submarino (CRUMEYROLLE, 1987; MUTTI *et al.,* 1988 y BARNOLAS *et al*., 1991). Su edad es Luteciense inferior, ya que tanto los materiales que cortan el cañón como el relleno, contienen fauna de la biozona de *Nummulites laevigatus* (BARNOLAS *et al.*, 1991).

#### *2.4.2.15. Conglomerados y areniscas en paleocanales y lutitas (27). Fm Campanué Sup.-Capella*

Esta unidad comprende una sucesión de lutitas y areniscas de origen fluvial conocida como Fm Capella (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Se encuentra en toda la mitad oriental de la Hoja, aunque los afloramientos más extensos se localizan en el tercio meridional y en la vertiente oeste del valle del Ésera. El espesor máximo de esta Formación se halla en el sur, al este de Capella, donde tiene unos 600 m. Hacia el norte se interdigita lateralmente con los conglomerados de la Fm Campanué (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Su base es transicional con los depósitos de frente deltaico de la Fm Perarrúa (24), a la que cambia lateralmente de facies hacia el norte y oeste. Desde el río Ésera hacia el sureste, el techo de la Fm Capella está marcado por una discordancia cartográfica, sobre la que se encuentran las calizas basales de la Fm dEscanilla (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Al oeste del valle del Ésera cambia lateral y verticalmente, a las facies deltaicas y litorales de la Fm Pano (DONSELAR y NIO, 1982).

Las lutitas son la litología dominante de la Fm Capella, con una proporción lutita/arenisca del orden de 4:1. Predominan las coloraciones beiges, ocres, amarillas y rojizas, o moteadas por procesos edáficos. Se intercalan también niveles con tonalidades grises que llegan a ser dominantes hacia el oeste y en la base o el techo de la Formación. Por lo general se hallan intensamente bioturbadas y son frecuentes los niveles con "burrows" cilíndricos verticales. Esporádicamente se encuentran horizontes con pequeños nódulos de caliche y más raramente de yeso (NIJMAN y NIO, 1975; CUEVAS-GOZALO, 1989).

El análisis mineralógico de las lutitas muestra la siguiente composición: 62% de calcita, 20% de filosilicatos, 14% de cuarzo y 4% de dolomita. En cuanto a los minerales de arcilla, el porcentaje total es el siguiente: 12% de esmectita, 5% de illita y el resto de clorita y caolinita. Las areniscas son principalmente de grano medio a fino y composición de caliza, fragmentos de rocas metamórficas y feldespatos. CUEVAS-GOZALO (1989) reconoce también la presencia de litarenitas carbonáticas y subarcosas en las facies con granulometrías más gruesas.

Según su geometría y organización interna, CUEVAS-GOZALO (1989) distingue cuatro tipos principales de cuerpos sedimentarios areniscosos; capas tabulares, lóbulos deposicionales, paleocanales formas compuestas entre canal y lóbulo.

Los cuerpos con geometría de capa tabular están compuestos por areniscas finas y limo. Presentan extensión lateral decamétrica a hectométrica y su espesor oscila entre unos pocos decímetros y un metro. Se encuentran aislados entre lutitas, o bien apilados y amalgamados entre sí, formando niveles de varios metros. Por lo general, se hallan siempre muy bioturbados, aunque ocasionalmente pueden reconocerse láminas paralelas y "ripples". CUEVAS-GOZALO (1989) los interpreta como depósitos de avenidas en lamina ("sheet flood") depositados en zonas distales

de abanicos aluviales. También pueden representar depósitos de desbordamiento ("overbank") asociados a los paleocanales que ocupan la misma posición estratigráfica.

Los cuerpos con geometría de lóbulo tienen una morfología cuneiforme en sección longitudinal, y tabular a plano-convexa en sección transversal. Tienen entre uno y diez metros de espesor y su base puede ser gradacional con el sustrato lutítico, erosiva a gradacional o bien sólo erosiva. Su estructura interna consiste en estratificación horizontal o inclinada, con láminas cruzadas de bajo y alto ángulo y "ripples". 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. Según sus características, CUEVAS-GOZALO (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.

CUEVAS-GOZALO (*op. cit*.) distingue también diferentes tipos de paleocanales con relleno por acreción lateral, agradación vertical y agradación 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".

Los niveles estratigráficamente más bajos incluidos en la Fm Capella se localizan en el noreste de la Hoja, intercalados entre los conglomerados de Campanué inferior. La correlación cartográfica de estos niveles con sus equivalentes marinos de la Fm Perarrúa, permite atribuirles una edad Cuisiense superior-Luteciense inferior. En el resto de la Hoja, la base de la Fm Capella se sitúa siempre en el Luteciense inferior. En las proximidades de Torrelabad, CRUSAFONT *et al.*, (1966, 1968) y CRUSAFONT y GOLPE (1973) describen fauna de vertebrados que atribuyen al Luteciense. El yacimiento se sitúa en la base de la Fm Capella en las facies de transición a la Fm Perarrúa.

Al sur de Laguarrés se encuentra el yacimiento de vertebrados del Barranco. De acuerdo con CUEVAS-GOZALO (1989), estos fósiles están situados estratigráficamente en la parte media de la Fm Capella. Este yacimiento proporciona una fauna de roedores correlacionable con la biozona MP13 de SCHMIDT-KITTLER (1987), que comprende al Luteciense medio.

Las calizas basales de la Fm Escanilla, de edad Luteciense superior (CRUSAFONT, 1958; CUEVAS-GOZALO, 1989), acotan el límite superior de la Fm Capella en el valle del Isábena. Al oeste del río Ésera, dicho límite se sitúa en los primeros niveles de areniscas de la Fm Pano (DONSELAAR y NIO, 1982), de edad Luteciense medio.

#### *2.4.2.16. Lutitas con niveles bioclásticos (28)*

Esta unidad aflora en la mitad centro-septentrional de la hoja, en el flanco oriental del anticlinal de Mediano. Representa un equivalente lateral de los niveles superiores de las Fms. Campanué y Capella (unidad 27) que afloran al este, en las vertientes del valle del río Ésera. La base de esta unidad es una superficie de discordancia sobre diversas unidades, del Cuisiense al Cretácico inferior.

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, precisada en base a las determinaciones de macroforaminíferos realizadas por SCHAUB (1981) en el sector de Formigales puede determinarse como Luteciense inferior.

*2.4.2.17. Areniscas bioclásticas y lutitas (29)*

Esta unidad representa un paso lateral de los niveles superiores de las Fms. Campanué y Capella (unidad 27) que afloran al este, en las vertientes del valle del río Ésera. La presente unidad está compuesta por lutitas con intercalaciones de areniscas grises con restos bioclásticos de origen marino, en contraposición a las facies fluviales que constituyen la unidad 27.

Este tramo cartográfico se extiende en una banda de dirección norte-sur en la mitad centroseptentrional de la hoja entre el vértice San Martín (al oeste de Panillo) y el sur de la localidad de Formigales. En sus afloramientos meridionales se apoya discordantemente directamente sobre diversas unidades del Cretácico superior. En esa zona, su base presenta abundantes clastos de calizas arenosas del Cretácico superior y pequeños cantos de cuarzo retrabajados. Entre Troncedo y Salinas de Trillo, el espesor de esta unidad se estima en unos 250 m. Hacia el norte, estos materiales se disponen sobre los depósitos lutíticos de la unidad 28 con la que se interdigita en su mitad inferior.

Litológicamente la unidad está constituida por niveles de areniscas, que presentan diferentes tipos de organización estratigráfica y estructuras sedimentarias intercalados entre niveles de lutitas grises bioturbadas que incluyen niveles de granulometría arenosa con abundantes numulítidos y otros fósiles de origen marino.

Los cuerpos de areniscas que componen este tramo cartográfico corresponden a tres tipos principales de asociaciones de facies:

a) Niveles de areniscas bioclásticas intercaladas entre lutitas arenosas y areniscas muy finas bioturbadas. Tienen una geometría tabular o cuneiforme y un espesor que varía de decimétrico a métrico. Frecuentemente constituyen secuencias estratocrecientes de hasta 8 m de espesor, con cicatrices de erosión y capas amalgamadas. Presentan una base neta que puede tener una morfología canaliforme o ser plana; con frecuencia muestra marcas de corriente. Su estructura interna está constituida por un tramo basal de areniscas bioclásticas con cantos blandos que se presenta granoclasificación positiva: sobre estos materiales se encuentran términos de areniscas laminadas, que pueden incluir laminación paralela, cruzada de bajo ángulo o incluso laminación "hummocky". De acuerdo con sus características estos niveles se interpretan como facies de "shoreface" inferior y "offshore",

incluyendo depósitos de procesos de tempestad. En conjunto estos bancos arenosos constituyen la parte inferior de secuencias de progradación deltaica.

b) Cuerpos de areniscas con secuencias estrato- y granocrecientes. Estos niveles pueden tener una extensión lateral kilométrica y de 12 a 18 m de espesor. Litológicamente corresponden a areniscas de tamaño de grano medio-grueso, muy bioturbadas con abundantes restos bioclásticos. Se organizan internamente en conjuntos ("sets") de estratificación cruzada planar de media escala, con horizontes de cantos. En la parte superior de estos cuerpos se encuentran superficies onduladas a gran escala, bancos con estratificación cruzada de surco y frecuentes cicatrices de erosión. Preferentemente estos niveles se encuentran en la parte central de las secuencias de progradación deltaica. CRUMEYROLLE (1987) interpreta estos depósitos como barras de desembocadura depositadas en ambientes de "shoreface".

c) Bancos de areniscas bioclásticas de extensión lateral kilométrica y relativamente delgados (hasta 10 m de espesor). Son masivos y de aspecto noduloso, aunque a veces se intuyen superficies onduladas de mediana a gran escala. Como bioclastos además de nummulites y assilinas, contienen también: alveolinas, miliólidos, orbitolites, discocyclinas y restos de equinodermos, entre otros. Estos niveles se interpretan como cuerpos transgresivos, depositados en ambientes de "shoreface".

El medio de depósito de esta unidad, a tenor de las características sedimentológicas descritas corresponde a un ambiente de prodelta.

La edad de esta unidad, deducible de su contenido fósil y de su posición estratigráfica, situada por debajo de los depósitos transgresivos de la Fm Pano (unidad 30), permite acotar su edad como Luteciense inferior

*2.4.2.18. Areniscas en capas extensas y lutitas grises (30). Fm Pano*

La Fm Pano (DONSELAAR y NIO, 1982), forma una cuña de areniscas y lutitas de origen deltaico, litoral y marino somero, que se sitúa sobre la Fm Perarrúa o, hacia el sur, transgresivamente sobre las facies fluvio-aluviales de la Fm Capella. Aflora en el sector central de la Hoja, formando los relieves que, de norte a sur, constituyen la divisoria entre los valles del Cinca y del Ésera. Hacia el este equivale lateralmente a la parte alta de la Fm Capella. En las proximidades de Pano, tiene un espesor máximo de unos 170 m y se reduce progresivamente hacia el sureste. Se han medido unos 115 m en la sierra de Grustán que pasan a unos 25 m en los alrededores del pico de San Pedro.

En la zona central de la Hoja, entre Pano y Grustán, la sucesión muestra una tendencia general transgresiva. La parte inferior se caracteriza por la presencia de grandes cuerpos areniscosos intercalados entre lutitas grises bioturbadas. Estos cuerpos son de extensión lateral kilométrica y llegan a alcanzar espesores de hasta 30 m. En general su organización interna es compleja. Pueden presentar tanto geometrías y relleno de canal; como secuencias estrato- o granocrecientes y superficies oblicuas debidas a la progradación de diferentes tipos de barras, o lóbulos deltaicos. Han sido estudiados en detalle por DONSELAAR y NIO (1982) y CUEVAS-GOZALO *et al*.,

(1985) quienes concluyen que se trata de depósitos transgresivos, producidos por la migración hacia tierra de un sistema de islas barrera. Por contra, BARNOLAS, *et al.*, (1991) interpretan estos cuerpos como el resultado de la progradación, mar adentro, de barras de "shoreface" asociadas a un delta dominado por oleaje.

La parte superior de la Formación consiste en una sucesión de lutitas grises bioturbadas con nummulites, entre las que se intercalan capas decimétricas de arenisca fina. Éstas presentan geometría tabular o lenticular y a menudo se amalgaman formando cuerpos heterolíticos de arenisca y lutita, de varios metros de espesor. Tienen base erosiva, plana o ligeramente canaliforme, y abundantes cantos blandos. Su estructura interna puede consistir en: laminación horizontal o cruzada de bajo ángulo y "ripples" de corriente u oscilación. Es común la presencia de superficies onduladas, de mediana a gran escala, y deformaciones hidroplásticas de las láminas. En algunas capas se ha reconocido también estratificación cruzada de surco muy laxo, o de tipo "hummocky" o "swaley". La bioturbación es poco importante, aunque son frecuentes los "burrows" de escape. De acuerdo con CUEVAS-GOZALO *et al.*, (1985), representan capas de tormenta, depositadas en un ambiente marino poco profundo.

Las paleocorrientes medidas en esta unidad, muestran una gran dispersión, aunque la mayoría tienen una importante componente hacia el oeste, es decir, hacia mar abierto. No obstante, existen cuerpos con una marcada bipolaridad e incluso algunos, como el de Pano, que progradan hacia el este-noreste (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985), es decir, hacia el continente. La fauna de nummulites de esta Formación indica una edad Luteciense medio (SCHAUB, 1981; CUEVAS-GOZALO, 1989).

*2.4.2.19. Lutitas grises con capas arenosas y bioclásticas (31). Fm San Vicente*

Esta unidad aflora en la parte noroeste de la Hoja, en ambos flancos del anticlinal de Mediano. Los afloramientos de este tramo en la presente Hoja representan la extensión más meridional de la potente serie de lutitas con intercalaciones de niveles turbidíticos, que constituye la Cuenca de Ainsa agrupadas bajo la denominación de Fm San Vicente (VAN LUNSEN, 1970) o Grupo de Hecho (MUTTI *et al.*, 1972).

La unidad 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. Estos bancos presentan frecuentemente una organización interna característica de depósitos turbidíticos. De forma ninoritaria pueden encontrarse también algunas intercalaciones muy escasas de niveles calcáreos bioclásticos en su mitad superior.

La base de esta unidad es una superficie de discordancia angular sobre la unidad 17, mostrando un abanico de capas que se abre hacia el norte. Esta discordancia resulta más visible al encontrarse intercalados entre las lutitas de esta unidad niveles de brechas carbonáticas y calizas arrecifales que se han individualizado como tramos cartográficos (unidades 25 y 33) y que se apoyan sobre las superficie de discordancia basal. La unidad desaparece hacia el sur por el solapamiento sobre la superficie de discordancia, sobre la que se apoyan también las unidades suprayacentes (unidades 33 y 34).

El significado de esta superficie de discordancia ha sido objeto de discusión y debate. Su estrecha relación con la presente estructura Anticlinal de Mediano ha inducido a varios autores (BARNOLAS *et al.*, 1991; MARTÍNEZ PEÑA, 1991; HOLL y ANASTASIO, 1993; HARDY y POBLET, 1994) a vincular su desarrollo y evolución con el crecimiento de la estructura anticlinal. Sin embargo, basándose en los trabajos de cartografía geológica de la presente hoja, TEIXELL y BARNOLAS (1995), señalan que un análisis regional de la superficie de discordancia revela que ésta no se encuentra limitada al crecimiento de la estructura concreta de Mediano, sino que tiene un ámbito espacial más amplio, estando su desarrollo ligado a la evolución de un gran domo salino (Domo de Clamosa), ver apartado de Tectónica.

Las características sedimentológicas y la posición paleogeográfica de esta unidad permiten interpretar estos materiales como depósitos de talud submarino.

La edad de esta unidad, deducible de su posición estratigráfica y contenido fósil, puede considerarse como Luteciense inferior.

#### *2.4.2.20. Areniscas, lutitas y conglomerados en facies turbidíticas (32)*

Esta unidad litológica se halla representada por dos pequeños afloramientos de facies turbidíticas, localizados en el límite septentrional de la Hoja, en las proximidades de Palo. Estos depósitos forman parte de la gran cuña de sedimentos turbidíticos que se extienden hacia el norte, hacia la depresión de Tierrantona, y que se sitúan sobre los canales turbidíticos equivalentes al "cañón de Charo" (MUTTI *et al.*, 1985, 1988). Consiste en una sucesión de lutitas grises, entre las que se intercalan capas centimétricas a decimétricas de arenisca fina o media. Acostumbran a presentar laminación paralela y "ripples". Se intercalan también niveles de lutitas con cantos, asimilables a depósitos de "debris flows", y capas de areniscas y conglomerados, de espesor decimétrico a métrico, que a menudo se amalgaman, formando cuerpos de geometría canaliforme. Son muy frecuentes las cicatrices y depósitos de "slumping". El conjunto de estas facies muestra características típicas de un sistema turbidítico de talud.

El afloramiento más occidental de esta unidad se encuentra en el flanco este del anticlinal de Mediano. Allí, yace sobre una superficie de erosión excavada en las calizas cuisienses. En su el techo, esta unidad pasa transicionalmente a lutitas grises sin niveles turbidíticos (unidad 31).

#### *2.4.2.21. Brechas carbonáticas arrecifales (33)*

Esta unidad está compuesta por dos niveles de brechas arrecifales, de unos 10 m de espesor, situadas en el flanco nor-occidental del Anticlinal de Mediano. El nivel inferior se intercala entre las lutitas de la unidad 31, descritas anteriormente, mientras que el superior se sitúa en su techo, separando la Fm San Vicente (unidad 31) de la unidad 34. Ambas unidades muestran unas complejas relaciones estratigráficas, pues pasan de disponerse únicamente sobre la referida Fm San Vicente en el oeste a apoyarse de forma discordante sobre sobre las unidades del Eoceno inferior, Paleoceno y Mesozoico hacia el SE, en dirección al núcleo del anticlinal.

El nivel de brechas inferior cambia lateralmente de facies a calizas arrecifales (unidad 25) que se disponen en "onlap", con un ángulo próximo a los 30°, apoyándose sobre las calizas cuisienses

de la Fm Boltaña (unidad 17). El nivel de brechas superior, traslapa progresivamente al Cuisiense, Ilerdiense y Paleoceno, hasta situarse directamente sobre el Senoniense superior.

Litológicamente consisten en niveles de textura "rudstone" o "floatstone", de aspecto noduloso, con grandes fragmentos de corales, algas rodofíceas y ostreas, envueltos por una matriz de calcarenitas y bioclastos. Contienen abundantes macroforaminíferos, entre los que destacan: nummulites, assilinas, alveolinas y miliólidos. El techo del nivel de brechas inferior grada a la unidad 31, a través de un tramo de unos 4 m, en el que alternan lutitas y capas bioclásticas.

Ambos niveles de brechas se interpretan como facies de flanco arrecifal ("fore reef").

*2.4.2.22. Margas con niveles arenosos canaliformes (34)*

Esta unidad aflora en la parte noroeste de la Hoja, en una banda de orientación NO-SE. En sus afloramientos más septentrionales se apoya sobre la infrayacente Fm San Vicente (unidad 31) con la que muestra un contacto gradacional. Hacia el SE, se dispone sobre las brechas calcáreas de la unidad 33.

Este tramo cartográfico está compuesto por arcillas y margas grises con delgadas intercalaciones de areniscas y limolitas y niveles bioclásticos. De forma más esporádica se intercalan también capas de areniscas bioclásticas de espesor decimétrico a métrico que pueden presentar geometría tabular o canaliforme. En este último caso, la capa entera está formada por una matriz de lutita, arena y bioclastos, con fragmentos de algas y corales, y abundantes cantos blandos. En el primero de los casos se interpretan como tempestitas, mientras que en el segundo parecen representar depósitos de "debris flow". Entre las lutitas son frecuentes los horizontes deslizados con corales coloniales o algas; niveles de lutitas con cantos (depósitos de deslizamientos gravitacionales ("debris flow"); bloques de margocalizas o calizas arrecifales ; e incluso olistolitos redondeados de hasta 1,5 m de diámetro.

El techo de la unidad se halla limitado por la progradación de las facies deltaicas de la Fm Sobrarbe (DE FEDERICO, 1981).

La evolución vertical de esta unidad muestra que en la parte inferior de la serie dominan las lutitas con algunas intercalaciones de niveles turbidíticos, mientras que hacia la parte superior, son más abundantes las capas bioclásticas resedimentadas. El conjunto de las características sedimentológicas de esta unidad indican que representa un ambiente sedimentario de talud, relacionado en su techo con diferentes episodios de progradación de complejos arrecifales.

La edad de este tramo puede establecerse mediante su contenido fósil. SAMSÓ *et al*. (1994), reconocen en esta unidad fauna perteneciente a dos biozonas *de Nummulites*, la biozona de *Nummulites crassus* del Luteciense medio-2 o SBZ 15, con ejemplares de *N. crassus*, *N*. aff. *deshayesi*, *N. sordensis* y *N.lorioli*, y la biozona de *N. herbi* del Luteciense superior o SBZ16 reconocida por la presencia de *Nummulites praepuschi* y *N. herbi.*

*2.4.2.23. Calizas bioclásticas y arrecifales (35). Fm Grustán. Calizas bioclásticas y arrecifales (36)*

Las calizas de la Fm Grustán (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972; GARRIDO-MEGÍAS, 1973), afloran en el sector centro-occidental de la Hoja, entre la sierra de Grustán y la vertiente oeste del valle del Cinca. El conjunto de las formaciones de Pano y Grustán se cita también en algunas publicaciones como Fm Puy de Cinca (GARRIDO-MEGÍAS, 1968; NIJMAN y NIO, 1975).

En la sierra de Grustán esta Formación tiene un espesor próximo a los 70 m y se apoya en contacto normal sobre las lutitas y areniscas de la Fm Pano. El contacto se caracteriza por la presencia de un nivel de microconglomerado de unos 2 m de espesor, con ostreas y grandes alveolinas. Los cantos son moderadamente redondeados, de entre 0,5 - 1 cm de diámetro medio, poligénicos y se hallan soportados por matriz calcarenítica. La parte inferior de la Formación está integrada por calcarenitas, poco bioclásticas, con texturas "grainstone". Presentan diversos "sets" de estratificación cruzada planar tangencial o sigmoidal, separados por intercalaciones decimétricas de margas arenosas blanquecinas. Las láminas se inclinan hacia el oeste. Localmente se reconocen cuerpos canaliformes de hasta 2 m de espesor, con estratificación cruzada de surco y abundantes cantos blandos. La parte superior de la Formación está formada por calizas bioclásticas, de color gris y aspecto noduloso, organizadas en secuencias somerizantes de varios metros de espesor. Predominan las texturas de tipo "wackestone" y "packstone", aunque pueden encontrarse también "grainstone" arenosos. Contienen abundante fauna de nummulites, alveolinas, miliólidos, corales, algas, lamelibranquios, gasterópodos restos de equinodermos, etc. Localmente se intercalan niveles métricos a decamétricos, de lutitas gris blanquecinas, también con abundante fauna de moluscos y macroforaminíferos.

Al oeste del embalse de El Grado se intercala en esta unidad un nivel de lutitas grises de unos 40 m de espesor (unidad 38), que divide a la Fm Grustán en dos "barras" calcáreas. Estas se amalgaman poco más al sur, debido al acuñamiento del nivel lutítico. Su composición es de calizas bioclásticas con pequeños nummulítidos, alveolínidos y miliólidos, entre otros bioclastos. Son frecuentes los restos de corales y algas rodofíceas, que localmente devienen los componentes dominantes formando cuerpos de tipo parche arrecifal. Cuando estos cuerpos se sitúan hacia el techo de la unidad calcárea dan lugar a morfologías positivas, recubiertas por las margas de la unidad suprayacente (secuencia de hundimiento de plataforma abierta o "drowning"). La potencia total en esta zona es de unos 280 m incluyendo la intercalación margosa intermedia.

Al este de Samitier se encuentra un nivel de calizas bioclásticas y arrecifales (unidad 36) que puede ser equivalente a la Fm Grustán. Se sitúa por encima de la unidad 28 sobre la que prograda (BARNOLAS *et al.*, 1991) o sobre la discordancia angular del flanco oeste del anticlinal de Mediano. Su espesor de unos 50 m. En la parte inferior, presentan texturas de tipo "grainstone" a "rudstone", con abundante fauna de macroforaminíferos, algas y corales coloniales. Hacia la parte superior tienen aspecto noduloso y predominan las texturas de tipo "framestone" a "rudstone". Contienen abundantes corales coloniales, en posición de vida, envueltos por matriz lutítica. Los corales tienen geometrías globosas o aplanadas y pueden alcanzar hasta 40 cm de diámetro. El techo de esta unidad está formado por una secuencia granocreciente de 10 m de espesor, de calizas de textura "wackestone" a "packstone", muy ricas en miliólidos.

El conjunto de la Formación de Grustán y unidades equivalentes presenta facies características de ambientes deposicionales de plataforma carbonática y arrecifales.

La edad de este tramo cartográfico puede deducirse de su contenido fósil. En el muestreo realizado para la elaboración de la Hoja, se ha reconocido presencia de: *Alveolina elongata, A. fusiformis*, *A. fragilis*, *Nummulites millecaput*, *N. aturicus*, *N. perforatus*, *N. biedai*, *N. striatus*, *N. complanatus*, entre otros. Esta fauna indica edad Bartoniense inferior ("Biarritziense") para la Fm Grustán, propuesta anteriormente por GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972) y GARRIDO-MEGÍAS (1973). No obstante, los datos de nummulítidos aportados por los trabajos de SCHAUB (1981) y SAMSÓ *et al*., (1994), parecen indicar una edad Luteciense medio.

### *2.4.2.24. Areniscas y lutitas en facies turbíditicas (37). Formigales*

Esta unidad aflora en las proximidades de la localidad de Formigales, en la zona centro-septentrional de la Hoja. Se trata del 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 basal es de tipo canaliforme, similar a la del "cañón de Besians" (unidad 26), y tiene unos 280 m de profundidad máxima por 2,5 km de anchura. En corte longitudinal se extiende unos 2 km en dirección SE-NO. En las proximidades de la localidad de Formigales estos depósitos buzan unos 20-30° hacia el sureste. La unidad corta por completo a los niveles de areniscas de las Formaciones de Pano y Perarrúa (unidades 30 y 24), encajándose también en las facies lutíticas de esta última Formación (unidad 23).

El relleno de la depresión es dominantemente lutítico. Está formado por lutitas con cantos dispersos y bloques de hasta 2 m de diámetro, asimilables a depósitos de deslizamientos gravitacionales "debris flow". Se intercalan numerosas capas deslizadas ("slumpings") y bancos lenticulares de arenisca y conglomerado. Ocasionalmente se encuentran cuerpos canaliformes de arenisca, de espesor métrico y extensión lateral decamétrica, que muestran características típicas de relleno de canales turbidíticos.

El techo de esta unidad se halla erosionado, por lo que se desconoce su relación con formaciones más modernas. Su edad se establece de forma imprecisa como Luteciense medio a superior, por su relación con la Fm Pano y su posible correlación con los canales turbidíticos de Aínsa, Morillo y Guaso (MUTTI *et al*., 1985; 1988), de edad Luteciense superior (SCHAUB, 1981).

### *2.4.2.25. Margas gris-azuladas, con areniscas y conglomerados (38)*

Esta unidad aflora únicamente en la vertiente oeste del valle del Cinca, en las proximidades de la localidad de Abizanda. Ésta tiene un espesor de entre 40 y 50 m y yace en contacto normal sobre las calizas de la Fm Grustán. Forman parte de una estructura semicubierta por las calcarenitas de la Fm Abizanda y formaciones suprayacentes.

Litológicamente consisten en lutitas y lutitas arenosas de color gris o gris-azulado, muy bioturbadas. Localmente se intercalan capas bioclásticas y capas centimétricas a decimétricas de arenisca muy fina, o limolitas, generalmente muy bioturbadas. Son frecuentes las cicatrices erosivas

y de deslizamientos gravitacionales "slump". Las facies son típicas de ambientes marinos poco profundos, pero situados por debajo de la acción del oleaje ("offshore").

La posición estratigráfica de esta unidad, permite atribuirle una edad Luteciense medio-superior.

*2.4.2.26. Calizas arenosas y areniscas con alveolinas (39). Fm Abizanda. Margas grises y areniscas (40)*

La unidad 39 está compuesta por una serie de calcarenitas y calizas arenosas muy bioclásticas, de unos 30 m de potencia. Sobre ella se encuentra un conjunto de margas grises que tienen un espesor similar que se han agrupado en la unidad 40. Ambos niveles yacen de manera discordante sobre la unidad 38, fosilizando algunas estructuras (ver capitulo de Tectónica). Localmente el ángulo de discordancia llega a superar los 35°. Al norte de Abizanda, estas formaciones desparecen por acuñamiento entre las unidades lutíticas supra- e infrayacentes (38 y 40). Las calizas arenosas contienen abundantes alveolinas y miliólidos, que se presentan orientados por las corrientes, definiendo sets de estratificación paralela o cruzada de bajo ángulo. Contienen cantos dispersos de composición calcárea. Además también se encuentran intercalaciones de calcarenitas finas de aspecto noduloso que presentan alveolinas dispersas.

Esta Formación es de edad Luteciense superior, ya que se encuentra intercalada entre las calizas de las Fms Grustán y la Fm Escanilla. La discordancia basal de esta unidad fue reconocida originalmente por GARRIDO-MEGÍAS (1973), que la supuso discordante sobre materiales ilerdienses.

*2.4.2.27. Areniscas y lutitas grises (41). Fm Sobrarbe*

La Fm Sobrarbe (DE FEDERICO, 1981), aflora en el noroeste de la Hoja, en una franja de dirección NO-SE que se extiende desde el Mesón de Ligüere, hasta Camporrotuno. Consiste en una sucesión de areniscas, lutitas y capas bioclásticas depositadas en ambientes marinos poco profundos, deltaicos o litorales.

Esta unidad muestra una geometría de prisma progradante hacia el norte (DE FEDERICO, 1981), formando cuñas de areniscas que, hacia la base se disponen sobre las margas de la unidad 34. El límite superior de la Formación viene marcado por la aparición de los sedimentos continentales de la Fm Escanilla (GARRIDO-MEGÍAS, 1968), en contacto aparentemente normal (concordante). Tiene una potencia de unos 180 m en el límite septentrional de la Hoja, reduciéndose hacia el sur a unos 80 m en las proximidades del Mesón de Ligüerre.

De acuerdo con DE FEDERICO (1981) la parte inferior de la Formación está constituida por la 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, equínidos y lamelibranquios. Los niveles de lutitas presentan frecuentes cicatrices de deslizamientos ("slump scar").

En la parte media de la Formación se intercalan frecuentes bancos de nummulites, entre niveles métricos a decamétricos de areniscas y lutitas arenosas bioturbadas. Los bancos nummulites están formados principalmente por ejemplares del grupo perforatus (DE FEDERICO,

1981; BARNOLAS *et al.*, 1991). Pueden formar niveles masivos de hasta 10 m de espesor, con aumento o disminución de la proporción de matriz areniscosa hacia techo, o bien alternan capas clastosoportadas, de contactos gradacionales, con capas de arenisca lutítica, o lutitas con nummulites dispersos. También pueden encontrarse capas tabulares clastosoportadas, de aspecto masivo y base planar erosiva. BARNOLAS *et al*., (1991), interpretan estos últimos 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, a veces muy bioturbadas, que pueden formar secuencias granocrecientes de varios metros de espesor. Presentan estratificación de centimétrica a decimétrica, con láminas paralelas, "ripples" de corriente u oscilación y estructuras "flaser". Ocasionalmente muestran estratificación cruzada planar tangencial, sigmoidal o de surco, e incluso "foresets" gigantes asociados a cicatrices de deslizamiento (BARNOLAS *et al.*, 1991, 1992). Son frecuentes las cicatrices internas de erosión, a veces rellenas 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), los interpretan como depósitos de talud, frente y llanura deltaica.

Por su posición estratigráfica, puede atribuirse a la Fm Sobrarbe una edad Luteciense superior, ya que se sitúa entre las Formaciones Grustán y Escanilla.

*2.4.2.28. Calizas micríticas lacustres (42) y, lutitas rojas y anaranjadas, areniscas y conglomerados (43). Fm Escanilla. Conglomerados poligénicos (44). Brechas con cantos calcáreos (45)*

La Fm Escanilla (GARRIDO-MEGÍAS, 1968), consiste en una sucesión de lutitas, rojizas o anaranjadas, entre las que se intercalan paleocanales fluviales de arenisca y conglomerado, horizontes de caliches o paleosuelos y niveles de calizas lacustres, a veces interestratificadas con lignitos. La sucesión muestra una tendencia general estrato y granocreciente (BENTHAM *et al.*, 1992).

Esta unidad presenta extensos afloramientos en la vertiente oeste del valle del Cinca, donde yace concordantemente sobre la Fm Sobrarbe (DE FEDERICO, 1981). Hacia el sur, entre las localidades de Ligüerre de Cinca y Abizanda, trunca discordantemente al Mesozoico y a las formaciones marinas eocenas.

Entre los valles del Cinca y del Ésera, aflora cortada en distintos bloques por el sistema de fallas de Caneto-Secastilla, apoyándose directamente sobre las Calizas de la Fm Grustán (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). En la depresión de Palo se encuentra sobre la Fm Sobrarbe (Unidad 41), y presenta un espesor de unos 700 m. En esta zona se halla recubierta mediante transición gradual por una sucesión de 600 m de espesor de conglomerados poligénicos (Unidad 44). Estos conglomerados presentan cantos bien redondeados, de tamaño centimétrico-decimétrico, de areniscas, cuarcitas y calizas paleozoicas, además de grandes cantos de conglomerados rojos permotriásicos. También se encuentran ocasionalmente cantos de calizas con alveolinas ilerdienses. Tal unidad conglomerática se encuentra de nuevo en las proximidades de Caneto.

Al sur de Mipanas, aparecen unas brechas desorganizadas (Unidad 45) y de aspecto masivo con cantos calcáreos (de calizas del Cretácico superior y Paleoceno) que recubren paleorrelieves generados por el anticlinal de la sierra de La Picarra. Estas brechas están recubiertas mediante un contacto localmente erosivo por lutitas, con areniscas y conglomerados poligénicos, asimilables a la Fm Escanilla.

Al este del valle del Ésera, la Fm Escanilla aflora únicamente en el extremo meridional de la Hoja, aproximadamente, desde el meridiano de Capella, hasta el de Laguarres, donde una gran falla que hunde el bloque oriental, la desplaza cartográficamente hacia el norte. En esta zona la base de la Formación está representada por un tramo de calizas lacustres (unidad 42), muy continuo que yace sobre la Fm Capella. El contacto basal corresponde según GARRIDO-MEGÍAS (1968) a una discordancia de bajo ángulo.

Las calizas basales de la Fm Escanilla (unidad 42) forman un tramo de unos 20 m de potencia media, en el que las calizas alternan con niveles de lutitas grises, verdosas o rosadas. Por lo general, los estratos son de espesor decimétrico a métrico, aunque también pueden formar niveles masivos de hasta 8 m. Está compuesta por calizas micríticas de color beige, a veces algo margosas o limosas y de aspecto noduloso. Pueden contener pseudomorfos de yeso, nódulos estratiformes de sílex, moldes de moluscos y raros oogonios de carofitas. Al sur de Capella, se intercalan también niveles centimétricos a decimétricos de lignito (minas de Capella), que han proporcionado abundantes restos de vertebrados (CRUSAFONT *et al.*, 1958).

En las proximidades de Escanilla, la Unidad 43 (Fm Escanilla) tiene un espesor próximo al millar de metros y muestra una tendencia general progradacional. En ella se pueden distinguir tres conjuntos: Una parte inferior es dominantemente lutítica. Los paleocanales fluviales son esencialmente areniscosos y se encuentran aislados entre potentes niveles de lutitas, rojizas o anaranjadas, de llanura de inundación. Estas se hallan siempre muy bioturbadas y contienen frecuentes decoloraciones gris-verdosas o violáceas, debidas a procesos edáficos. 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. Las facies son características de cauces trenzados.

En la parte media de la Formación se intercalan dos niveles areniscoso-conglomeráticos de canales amalgamados, de 30-40 m de espesor y gran continuidad lateral.

Hacia la parte superior disminuye progresivamente la proporción de lutita. Los paleocanales son más conglomeráticos y de mayores dimensiones. Son muy frecuentes los niveles de suelos calcimorfos, nodulares o estratificados (BENTHAM *et al.*, 1992).

En los afloramientos sudorientales de la Unidad 43, la serie más completa se encuentra al sur de Laguarrés y tiene un espesor próximo a los 500 m. Se distinguen tres ciclos de progradación-retrogradación aluvial que, en conjunto, muestran una tendencia general progradante. Las facies son similares a las del valle del Cinca, aunque son más frecuentes los niveles de calizas micríticas lacustres y los horizontes de suelos calcimorfos, intercalados en toda la serie (BENTHAM *et al.*, 1992). Los niveles de calizas lacustres llegan a alcanzar hasta 10 m de espesor y pueden estar interestratificadas con capas centimétricas a decimétricas de arcillas carbonosas y lignitos (minas

de Laguarrés). En la parte media y superior de la Formación se intercalan niveles muy continuos y potentes de conglomerados poligénicos, muy desorganizados. Presentan abundantes cantos de calizas e incluso bloques de hasta 30 cm de diámetro medio.

Los niveles de lignito (minas de Capella) asociados a las calizas basales de la Fm Escanilla, han proporcionado abundante fauna de mamíferos que ha sido atribuida al Luteciense terminal-Bartoniense inferior (CRUSAFONT, 1968; CRUSAFONT *et al.*, 1966, 1968). El yacimiento de las minas de Laguarrés, se localiza en otro nivel de calizas con lignito, situado unos 200 m por encima del de Capella. Éste último ha proporcionado fauna de micromamíferos atribuidos al Bartoniense inferior (CUEVAS-GOZALO, 1989).

BENTHAM *et al.*, (1992), atribuyen una edad Lutenciense terminal-Priaboniense al conjunto de la Formación, basándose en los datos bioestratigráficos existentes y en la correlación de varias secciones magnetoestratigráficas. Los términos más altos del valle del Cinca, por encima de las brechas de la unidad 39, así como los conglomerados de la unidad 44, podrían comprender parte del Oligoceno inferior.

### 2.4.3. Oligoceno superior-Mioceno inferior

#### *2.4.3.1. Conglomerados, lutitas rojas y areniscas (46). Fm Graus*

Esta unidad agrupa dos conjuntos litológicos de origen aluvial: conglomerados masivos, que cambian lateral y verticalmente hacia el oeste a lutitas ocres y rojas, que incluyen paleocanales extensos de areniscas y conglomerados. El conjunto se conoce en la literatura como conglomerados de Graus (GARRIDO-MEGÍAS, 1968). Esta formación aflora en una franja que se extiende de sureste a noroeste por la mitad meridional de la Hoja y se apoya de manera discordante sobre las formaciones infrayacentes.

Al este del valle del Ésera, este conjunto litológico está formado por un paquete de conglomerados masivos, de unos 100 m de espesor. Litológicamente consisten en conglomerados poligénicos, clasto-soportados, con una cierta estratificación horizontal, marcada por horizontes de cantos de diferentes tamaños, cicatrices erosivas o lentejones de arenisca gruesa. Los cantos son moderadamente redondeados y muy heterométricos. Predominan los de 5-10 cm de diámetro medio, aunque son frecuentes los niveles con bloques de hasta 30-40 cm Son de litologías variadas: rocas metamórficas, cuarzo, liditas, calizas, areniscas, conglomerado, etc. Representan facies proximales de un sistema aluvial, cuya área fuente incluía terrenos paleozoicos, permotriásicos, mesozoicos y terciarios.

Al oeste del valle del Ésera se incrementa el espesor de esta Formación, a la vez que cambia lateral y verticalmente a las facies más distales del mismo sistema aluvial. En el área del puerto del Pino, la litología de los clastos es dominantemente calcárea, con elementos de calizas mesozoicas y eocenas, bien redondeados.

El conjunto de las facies arcillosas que compone esta unidad consiste en una sucesión de lutitas ocres, rojizas o anaranjadas, a menudo muy bioturbadas entre las que se intercalan niveles de arenisca, bioturbados y paleocanales de arenisca gruesa y conglomerados. Estos últimos tienen

hasta 4 m de espesor y extensión lateral variable. Pueden formar cuerpos extensos debido al amalgamamiento de distintos paleocanales. Presenta bases muy incisas e irregulares, numerosas cicatrices erosivas, niveles de conglomerados residuales y una pobre organización interna. También pueden presentar imbricaciones de cantos, láminas paralelas o cruzadas de bajo ángulo y estratificación cruzada de surco. Representan facies de canales trenzados, entre lutitas de llanura de inundación, de procedencia septentrional.

Clásicamente se ha atribuido una edad Oligoceno-Mioceno inferior a estos conglomerados, debido a su relación lateral con la Fm Sariñena, datada como Chattiense-Aquitaniense (CRUSAFONT *et al.*, 1966).

## 2.5. CUATERNARIO

### 2.5.1. Cantos y gravas heterolíticas redondeadas, limos y arenas (47, 48, 49, 51, 56, 57). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Corresponden a los distintos niveles de sedimentos fluviales depositados por los ríos Cinca, Ésera, Isábena y Llastre, así como el afluente del Ésera, Barranco de Pinares. Hay que señalar que la sucesión visible del río Cinca es muy parcial, dado que está embalsado en, prácticamente, la totalidad de su curso al atravesar la Hoja de Graus.

Tienen potencias comprendidas entre 1 m y 7 m; aunque los espesores más frecuentes son de 3-4 m. Están formados por gravas y cantos subredondeados a bien redondeados de tamaños medios entre 4 y 10 cm, pudiendo superar los 50 cm el centilo.

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 los ríos Cinca e Isábena la litología es mayoritariamente de cantos calizos y areniscosos.

Los cantos están clastrosoportados e imbricados, presentando matriz arenosa. Localmente, las terrazas pueden incorporar niveles lenticulares de hasta 1 m de potencia de limos arenosos que incorporan cantos dispersos y a menudo laminaciones cruzadas.

Los niveles de terrazas más altos (47, 48, 49 y 51) presentan cantos con crecimientos de carbonato cálcico de tipo espeleostémico, sin llegar a desarrollarse auténticos niveles de encostramiento. Se les atribuye una edad Pleistoceno. Los niveles inferiores (56 y 57) son de edad Holocena.

### 2.5.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (50 y 52). Glacis. Pleistoceno

Constituyen los depósitos asociados a superficies de aplanamiento de escasa pendiente que se encuentran generalmente en las zonas inferiores de las laderas de los valles fluviales. Adquieren su máxima expresión en el valle del Cinca, al sur del Embalse de Mediano y en la vertiente meridional del valle del Isábena.

Presentan un espesor variable, cifrable en unos 3-4 m por lo general y de hasta 8 m en las proximidades de Lanata.

Están formados por cantos de subangulosos a subredondeados de calizas, areniscas y en ocasiones, de pudingas, cuarcitas de tamaños medios 3-6 cm, envueltos en una matriz mayoritaria de arenas, limos y arcillas de colores pardos y rojizos.

Localmente se han observado en el nivel más antiguo (unidad 45) nodulizaciones de carbonato cálcico con morfologías irregulares, que en ningún caso llegan a desarrollarse como encostramientos carbonatados.

El espesor de los mismos es variable, y está comprendido entre 5 y 8 m por lo general.

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

### 2.5.3. Limos y arcillas con gravas (53). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno

Se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial dos pequeños afloramientos en las proximidades de La Pardina, en la esquina noroeste de la Hoja.

Presentan espesores cifrables en 2-3 cm de limos arcillosos pardo anaranjados, con gravas dispersas de areniscas y calizas de 2-3 cm de tamaño medio.

Se les atribuye una edad holocena.

### 2.5.4. Cantos y gravas angulosos (54). Canchales; bloques y cantos en matriz arcillosa (55). Coluviones de bloques; cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (58). Coluviones. Holoceno

En este epígrafe se agrupan los distintos tipos de depósitos de vertientes que se distribuyen irregularmente por la Hoja de Graus.

Todos presentan espesores variables entre 1 y 7 m. Los coluviones (unidad 58) están formados por cantos y gravas subangulosos de naturaleza principalmente calizas, areniscas y cuarcitas, de tamaños medios entre 3 y 7 cm, englobados en una matriz limo-arcillosa de tonos rojizos y pardos. La proporción de matriz suele superar el 60-70%.

Los coluviones de bloques (unidad 55) presentan características litológicas similares, pero engloban bloques entre 1 y 5 m de diámetro de naturaleza conglomerática y/o calcárea. Dichos bloques se producen por erosión mecánica en los niveles litológicamente resistentes que dan fuertes escarpes, tras la formación de descalces en el cantil.

Los canchales (unidad 54) están ligados por lo general a los afloramientos de calizas mesozoicas de la mitad septentrional de la Hoja. Litológicamente están formados por cantos angulosos a subangulosos de calizas de tamaño medio 4-6 cm y carecen de matriz.

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

2.5.5. Cantos y gravas en matriz areno-arcillosa (59). Conos de deyección; cantos, gravas, arenas y limos (60). Aluviales y fondo de valle. Holoceno

Estas unidades cartográficas engloban tanto los sedimentos de los cauces activos de las zonas litorales y conos de deyección como los depósitos que constituyen el relleno de los valles de fondo plano repartidos en todo el ámbito de la Hoja y que pueden presentar una dinámica de aportes mixta entre fluvial y de laderas.

Los depósitos aluviales de los ríos Ésera, Isábena y Llastre están formados por cantos y gravas polimícticos de composición litológica similar a la ya descrita para la terrazas, arenas y limos que constituyen tanto la matriz de los cantos como niveles individualizables. Los fondos de valle y conos de deyección presentan también cantos heterolíticos de influencia más local, calizas y areniscas con morfologías más angulosas por lo general, envueltos una matriz de limos y arcillas de tonos pardo y ocres.

La edad de estos depósitos es Holoceno.

## 3. TECTÓNICA. EDAD DE LAS DEFORMACIONES Y RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

Desde el punto de vista del contexto tectónico, la Hoja de Graus se encuentra situada en la vertiente sur del Pirineo Central, zona caracterizada por estructuras alpinas (de edad Terciaria) de plegamiento y cabalgamiento con vergencia regional hacia el sur. En concreto, la Hoja abarca la zona del límite occidental de la que SEGURET (1972) definió como Unidad Surpirenaica Central, o conjunto de láminas cabalgantes más altas y orientales del Pirineo Central integradas por potentes series mesozoicas y terciarias (Fig. 1). Tal límite, que es poco neto, se caracteriza por un conjunto de estructuras con direcciones oblicuas o transversales a la cordillera y por una compleja distribución de las unidades estratigráficas sintectónicas.

La parte occidental de la Hoja está constituida por varios sistemas de estructuras alpinas con orientación y edad variada. Estas estructuras causan el afloramiento de materiales cuya edad va desde el Triásico hasta el Oligoceno Superior-Mioceno, con un patrón cartográfico complejo. En esta zona pueden observarse interesantes ejemplos de relaciones entre la tectónica y la sedimentación. Por el contrario, la parte oriental de la Hoja (Valle del Ésera) presenta una estructura más sencilla, y está caracteriza por una serie terciaria con buzamientos suaves y monoclinales hacia el sureste.

En el extremo noroeste de la Hoja se halla el anticlinal del Mediano, pliegue de orientación próxima a N-S que es conocido desde antiguo en la literatura pirenaica. En esta memoria se restringe el uso de este nombre para el pliegue anticlinal que se localiza entre Mediano-Samitier al oeste y Palo al este, sin incluir el resto de estructuras positivas o culminaciones de la Hoja, que tienen directrices estructurales, posición o significado diferente. Así, el anticlinal de Mediano se

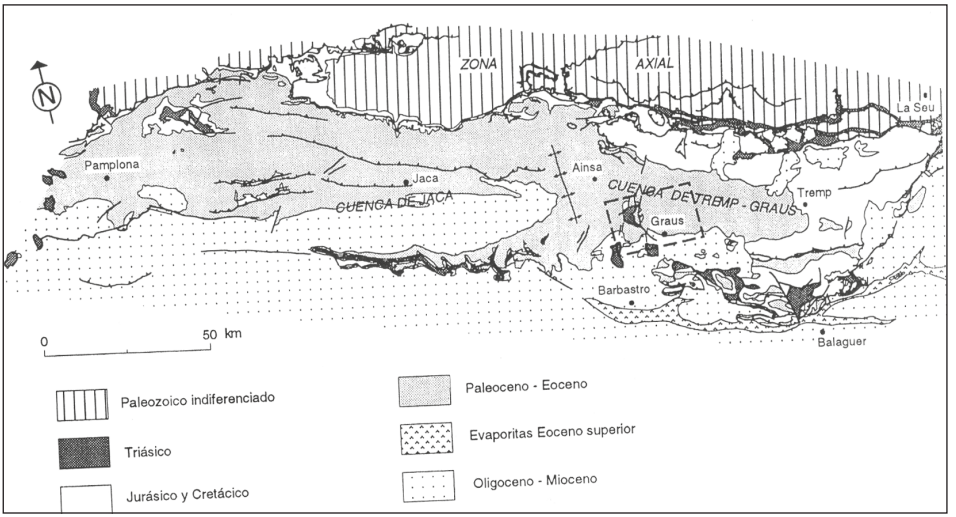



*Fig. 1.– Situación de la Hoja de Graus (enmarcada) en un mapa estructural de la vertiente sur del Pirineo central.*

halla limitado al sur por una falla normal de orientación casi perpendicular que discurre desde la Ligüerre de Cinca hasta las proximidades de Salinas del Trillo, más allá del Anticlinal.

Al este del anticlinal de Mediano se encuentran un conjunto de bloques fallados ocupados por materiales eocenos continentales (depresión de Palo) o del Mesozoico-Eoceno inferior (Tozal de Salinas de Trillo). Por otra parte, al sur de estos y del anticlinal de Mediano se encuentra el extenso afloramiento de materiales triásicos de Clamosa, de geometría dómica, y cuya parte oriental se halla afectada por un importante sistema de fallas normales orientado N-S que cruza prácticamente la totalidad de la Hoja (sistema de Caneto-Secastilla). Al sur del Triásico de Clamosa, los pliegues poseen una orientación dominante NO-SE, y contienen varias discordancias angulares que los fosilizan parcial o completamente (área del norte de Abizanda hasta la sierra de la Picarra, al este de Naval). Por último, cabe señalar la presencia de dos afloramientos diapíricos de materiales triásicos (Naval y La Puebla de Castro) en el extremo sureste de la Hoja. A continuación, se procede a una descripción más detallada de las estructuras enumeradas, así como de sus relaciones con las principales unidades sedimentarias.

### 3.1. EL ANTICLINAL DE MEDIANO

El anticlinal de Mediano es un pliegue con orientación aproximada N-S que afecta a materiales del Cretácico superior, del Paleoceno y del Eoceno. Su posición y orientación transversa a la cordillera ha sido señalada por diversos autores (SELZER, 1934; BIOT, 1962; GARRIDO-MEGÍAS, 1968; SEGURET, 1972, etc.). Se trata de un anticlinal de escala kilométrica y de estilo paralelo (las variaciones de espesor de las capas se deben a fenómenos sedimentarios), con geometría redondeada y carácter cilíndrico. Afecta a dos paquetes estratigráficos principales separados por una

discordancia de edad Luteciense, en los que adopta una posición algo diferente. A nivel de los materiales del Paleoceno y Eoceno inferior (Ilerdiense y Cuisiense), el anticlinal es bastante simétrico y tiene una notable inmersión hacia el norte. A partir de medidas de planos de estratificación realizadas en las Calizas de Alveolinas ilerdienses, que dibujan espectacularmente la morfología antiformal en el relieve, la inmersión del eje puede calcularse en unos 15° hacia la dirección N355 (Fig. 2). En estos materiales, la línea de charnela es difícil de localizar dado el carácter casi concéntrico del pliegue. Más hacia el sur, en los materiales del Cretácico superior del desfiladero del Entremón, se observa una charnela anticlinal con orientación NNE-SSO, en cuyo flanco este las capas adquieren fuertes buzamientos, definiendo una vergencia local hacia el este. Dicha orientación podría estar influenciada por el sistema de fallas subverticales de la misma orientación que bordean el anticlinal de Mediano al sur de la localidad de Palo (p.e. falla de la ermita de Santa Brígida).

La serie del Cretácico superior-Cuisiense del núcleo del pliegue se halla truncada por una discordancia angular que se observa en ambos flancos. Esta discordancia, que se sitúa sobre materiales cuisienses en el embalse de Mediano y en Palo, trunca niveles progresivamente más antiguos hacia el sur, hasta situarse sobre materiales santonienses en los afloramientos más meridionales del anticlinal. Por encima de la discordancia se encuentra una serie de margas, calcarenitas, calizas coralinas y brechas, que muestra una disposición en "onlap" muy marcada en los afloramientos del flanco oeste del anticlinal (Fig. 4), en la cual es más asimétrico (con vergencia aparente hacia el este) y posee un eje con una inmersión deducida de unos 14° hacia el sur.

La discordancia angular mencionada ha sido por algunos autores relacionada con el crecimiento y la fosilización del anticlinal de Mediano (p.e. GARRIDO-MEGÍAS, 1968; MARTÍNEZ-PEÑA 1991; HOLL y ANASTASIO, 1993), como parece deducirse del afloramiento de la ermita de San Vicente (Samitier), donde capas lutecienses poco inclinadas se disponen discordantemente sobre el Cretácico superior-Ilerdiense fuertemente inclinado al oeste. No obstante, el reconocimiento de la discordancia en ambos flancos del pliegue, no señalada por los autores citados, y también en la zona de charnela más al norte en la vecina Hoja de Campo, así como su fuerte buzamiento en el flanco este del anticlinal (del orden de 70-75° hacia el este en Palo), induce a la conclusión de que la discordancia es anterior al desarrollo del anticlinal, y responde a un proceso diferente. En efecto, la serie onlapante del área de Mediano, en el flanco oeste del anticlinal, muestra un buzamiento mantenido de unos 30° hacia el oeste-noroeste sin que se aprecie un abanico de discordancia progresiva importante. Si se abaten estas capas a la horizontal, la discordancia y las capas subyacentes del Cretácico superior-Cuisiense adquieren un buzamiento medio restituido de unos 25-30° hacia el noroeste, posición que presumiblemente poseían antes del desarrollo del anticlinal (fig. 3). Una relación comparable puede deducirse así mismo en los afloramientos del flanco este en Palo, y también en otros lugares fuera del anticlinal de Mediano, como en el área de Salinas de Trillo (ver mapa geológico).

Por tanto, el anticlinal de Mediano propiamente dicho es más moderno de lo que se implicaba anteriormente (p.e. en los trabajos de GARRIDO-MEGÍAS, 1968, NIJMAN y NIO 1975, etc.). Dicha estructura deforma un paquete previamente basculado hacia el noroeste (de ahí su inmersión hacia el norte en estos materiales) y erosionado, además de una serie en "onlap" hacia el sureste que recubría esa geometría. A partir de la brecha de Mediano (unidad 33), las capas presentan ya una marcada variación de espesor (abanico de capas) que en ese caso puede ya

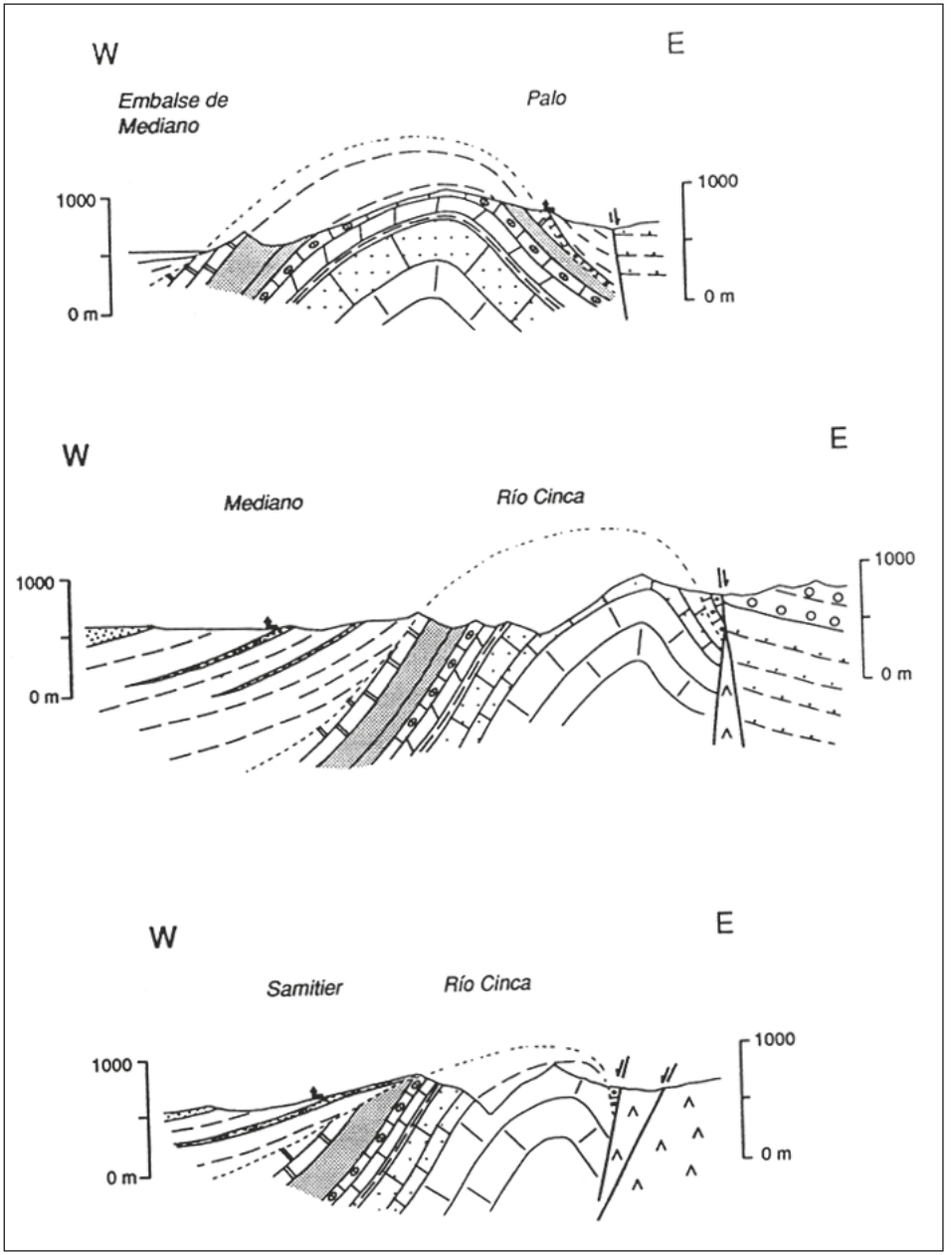



*Fig. 2.– Cortes geológicos seriados del anticlinal de Mediano. El corte superior es el situado más al norte y el inferior el más meridional.*

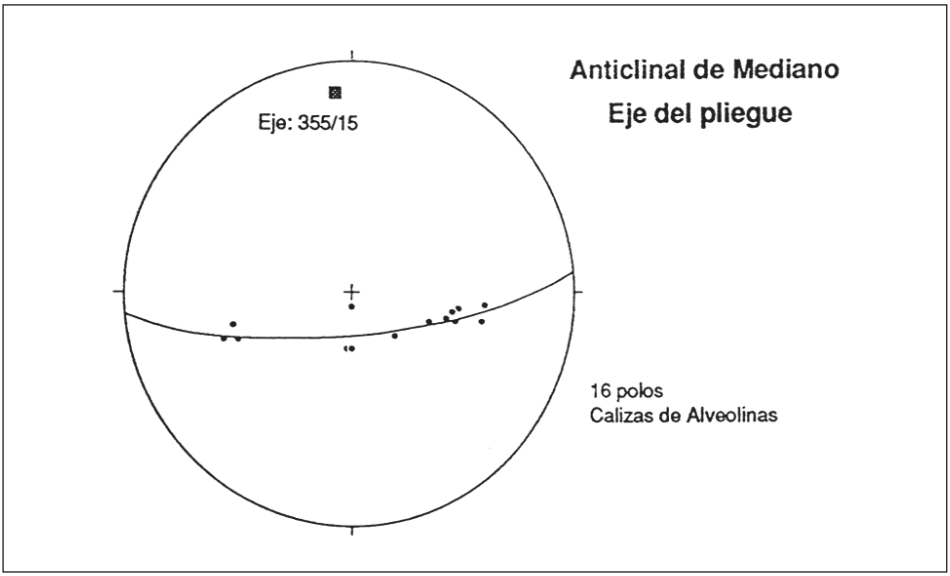



*Fig. 3.– Proyección de polos de planos de estratificación de las Calizas de Alveolinas ilerdienses en el anticlinal de Mediano y posición calculada del eje del pliegue.*

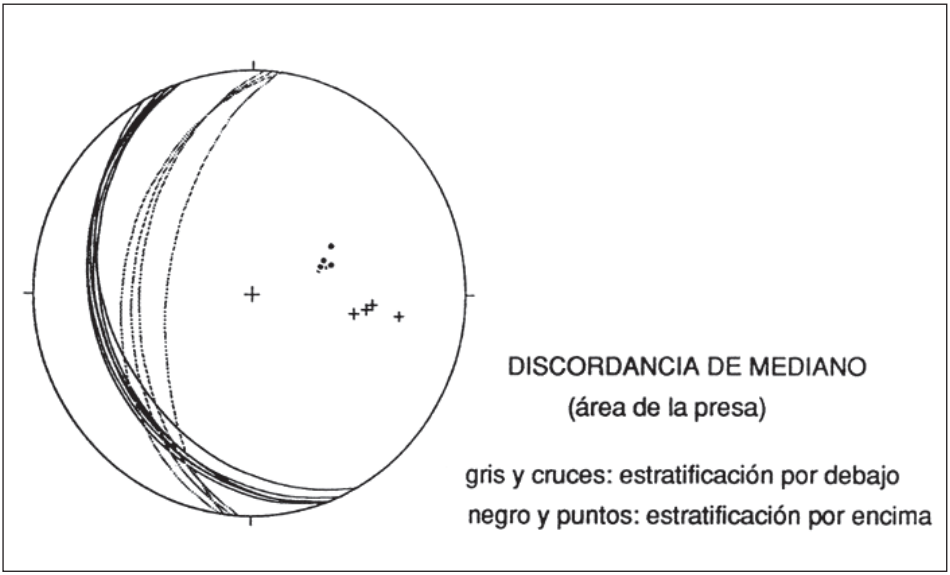



*Fig. 4.– Proyección de planos y polos de estratificación de materiales en torno a la discordancia de Mediano (por encima y por debajo de ella).*

registrar el crecimiento principal del anticlinal, cuya influencia se reconoce hasta la Formación deltaica del Sobrarbe y la parte inferior de la Formación continental de Escanilla. Así, la formación del pliegue puede corresponder al Luteciense medio-superior.

Respecto a los mecanismos de deformación responsables de la formación de este pliegue hay un cierto consenso en cuanto a que esta estructura está relacionada con los cabalgamientos. Sin embargo existe una discusión respecto al mecanismo concreto de deformación. La mayoría de los autores: FARREL *et al*. (1987), BARNOLAS *et al*. (1991) y BENTHAM *et al*.(1992), por ejemplo, interpretan esta estructura como un pliegue de propagación de falla relacionado con una rampa oblicua. Otros autores como MARTÍNEZ-PEÑA (1991) indican que el Anticlinal de Mediano corresponde a un pliegue por flexión de falla relacionado con una rampa lateral que buza hacia el este. Sin embargo otros autores como HOLL y ANASTASIO (1993) y POBLET *et al*., (1998) interpretan esta estructura como un pliegue de despegue relacionado con una migración de los niveles salinos del Triásico superior hacia su núcleo.

### 3.2. LA DEPRESIÓN DE PALO Y EL BLOQUE DE SALINAS DE TRILLO

Inmediatamente al este del anticlinal de Mediano se encuentra una pequeña zona deprimida ocupada esencialmente por materiales continentales (areniscas y lutitas asimilables a la Formación de Escanilla y conglomerados suprayacentes de la sierra de Trillo). Esta zona está limitada el este, al oeste y al sur por fallas normales o con disposición subvertical, quedando definida como una pequeña cubeta. En su parte occidental, adyacente al anticlinal de Mediano, la cubeta está limitada por fallas de orientación N-S y NNE-SSO (p.e. falla de la ermita de Santa Brígida), entre las que se encuentra un bloque pinzado de materiales triásicos. Al este, esta depresión está separada de los materiales mesozoicos y terciaros del Tozal de Salinas (bloque de Salinas de Trillo) mediante fallas orientadas también NNE-SSO. Tanto la Formación de Escanilla como los conglomerados que la suceden muestran buzamientos continuados hacia el sur, totalizando un espesor notable. Esta serie se halla bruscamente interrumpida hacia sur por una falla normal que la separa de los materiales triásicos de Clamosa, falla que asimismo limita también al anticlinal de Mediano y al bloque de Salinas de Trillo.

El bloque de Salinas de Trillo está constituido por materiales del Santoniense-Cuisiense fuertemente basculados hacia el norte-noreste. Al noreste de Trillo pueden reconocerse, entre el piedemonte cuaternario del Tozal de Salinas, unos pequeños afloramientos de arcillas triásicas que podrían corresponder a la base de la serie cretácica. En su parte oriental, las diferentes unidades estratigráficas del bloque de Salinas de Trillo están truncadas por calizas coralinas y margas discordantes, en una disposición comparable a la descrita en el anticlinal de Mediano. No obstante esta disposición se halla complicada por fallas pertenecientes a la parte septentrional del sistema de Caneto-Secastilla, que se describe más adelante.

### 3.3. EL DOMO TRIÁSICO DE CLAMOSA

Esta estructura se sitúa en el valle del Cinca, al sur del anticlinal de Mediano y de los bloques fallados de Palo y de Salinas de Trillo. Está caracterizada por el afloramiento de arcillas, yesos, calizas de facies Muschelkalk y ofitas, adoptando el conjunto una estructura interna compleja.

La calizas de facies Muschelkalk presentan numerosas repeticiones asimilables en su mayor parte a cabalgamientos, localmente cortados por fallas subverticales de orientación diversa.

La forma del afloramiento triásico es aproximadamente cuadrada (ver mapa geológico), limitado por contactos estratigráficos y por fallas. En su parte occidental (área de Ligüerre de Cinca), el Triásico está en contacto con la Formación de Escanilla, contacto mal aflorante que, si bien está localmente afectado por una falla (p.e. ermita de Santiago), debe ser de naturaleza discordante; más al sur, al otro lado del embalse de El Grado, esta formación continental trunca erosivamente a niveles progresivamente más altos, de edad jurásica y eocena.

Su límite septentrional está marcado por una falla de historia compleja, que discurre con orientación ENE-OSO y E-O y posición subvertical entre Ligüerre de Cinca y Salinas de Trillo. Al oeste de Ligüerre, la falla hunde el bloque meridional, ocupado por los materiales mencionados de la Formación Escanilla, a los que pone en contacto con el Luteciense marino de Samitier. Por el contrario, en su parte este, la falla, inclinada allí unos 75° hacia el norte, hunde el bloque septentrional, bajando el Cretácico de Mediano y de Salinas de Trillo, así como los conglomerados de la depresión de Palo, al nivel del Triásico del labio sur de la falla. Entre estos dos segmentos, la falla se bifurca delimitando un pequeño bloque pinzado de aproximadamente 1 km de longitud constituido por calizas y areniscas lutecienses. Este bloque, que se encuentra justo en la cabecera del embalse de El Grado, está hundido por un lado respecto al Cretácico superior y Terciario del anticlinal del Mediano, y por otro respecto al Triásico de Clamosa, es decir, está limitado por fallas con sentido de movimiento opuesto.

Por el este, el Triásico de Clamosa está actualmente limitado por otra falla normal, que lo pone en contacto con un bloque integrado por calizas lutecienses, areniscas y lutitas de la Formación de Escanilla, y conglomerados asimilables a los de la sierra de Trillo (área de Caneto). Esta falla, que tiene un trazado marcadamente curvilíneo, forma parte del sistema de fallas de Caneto-Secastilla. De ella se ramifican numerosas fallas menores que complican la estructura interna de los materiales triásicos.

En su parte norte, la estructura interna del Triásico de Clamosa se caracteriza por varias repeticiones de barras de Muschelkalk inclinadas hacia el noreste y norte-noreste. La vergencia es presumiblemente hacia el sur. Más hacia el sur y el sureste, las barras calcáreas muestran direcciones de buzamiento hacia el este y sureste, si bien la estructura es difícil de reconstruir debido a la presencia de numerosas fallas que compartimentan las capas. En el extremo sureste del afloramiento triásico, las capas presentan rumbos NO-SE, semejantes a los del Jurásico y Cretácico superior que recubre y limita al Triásico, en aparente contacto estratigráfico, en Lapenilla y en el margen sur del embalse de El Grado. Los materiales Jurásicos y Cretácicos mencionados, que buzan fuertemente hacia el suroeste o incluso llegan a estar invertidos, están recubiertos en discordancia directamente por calizas, margas y areniscas lutecienses, en una situación comparable a la de los afloramientos meridionales del anticlinal de Mediano o de Salinas de Trillo.

En conclusión, a pesar de las complicaciones internas y de las fallas que limitan los afloramientos del Triásico, su estructura general es asimilable a un domo, con buzamientos hacia el nor-noreste y norte-noroeste en su parte septentrional, y hacia el suroeste, sureste y este en sus

partes meridional y oriental. De hecho, los buzamientos hacia el norte-noreste y norte-noroeste de su parte septentrional son correlacionables con los del mismo sentido deducidos en los materiales post-triásicos del anticlinal de Mediano y de Salinas de Trillo, previa restitución del anticlinal y de la discordancia luteciense. De manera semejante, bajo la discordancia descrita en el borde sur del afloramiento triásico, debe encontrarse asimismo una serie inclinada hacia fuera del Triásico, en este caso hacia el sur o suroeste, tal y como indica el buzamiento de los materiales Jurásicos y Cretácicos que yacen inmediatamente por debajo de la discordancia, y la aparición de nuevo de materiales paleocenos e ilerdienses más al sur (p.e. al sur de Bizanda). Por lo que respecta al límite oeste del Triásico, aunque en Ligüerre de Cinca esté recubierto directamente por la Formación de Escanilla, en el subsuelo deben aparecer otra vez bajo los materiales eocenos niveles progresivamente más modernos hacia el Oste, como indica la serie completa perforada por el sondeo Surpirenaica-1, realizado 1 km al oeste del límite occidental de la Hoja en el paralelo de la localidad del Lamata.

Todo ello confirma la naturaleza dómica de la culminación de Clamosa, que trasciende el área de afloramiento actual de Triásico, y que lleva asociada una discordancia de edad luteciense que la circunda. La interpretación simplista que asimila el Triásico de Clamosa al núcleo diapírico del anticlinal de Mediano (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985; REYNOLDS, 1987; MARTÍNEZ PEÑA, 1991) no es correcta. Si bien la forma dómica podría ser entendida como de origen diapírico, tal y como sugieren los autores mencionados, esta hipótesis no puede probarse sin un conocimiento detallado del subsuelo bajo los materiales triásicos. De hecho, la estructura interna que los caracteriza, con numerosas imbricaciones de los niveles más competentes, es compatible con una culminación ligada a cabalgamientos, sin descartar que pueda haber experimentado una cierta modificación diapírica. El anticlinal de Mediano, que pliega a la mencionada discordancia, es posterior a esta estructura dómica.

### 3.4. LOS PLIEGUES DE ABIZANDA-LA PICARRA

Estos pliegues tienen una dirección dominante NO-SE, y se reconocen principalmente en la vertiente oeste del valle del Cinca entre los paralelos de Escanilla y de Naval. Afectan a las calizas, margas y areniscas lutecienses de las unidades 35 y 38 y a materiales más antiguos, si bien estos materiales lutecienses son discordantes a su vez sobre el Jurásico y el Cretácico superior del borde sureste del domo de Clamosa. No obstante, las estructuras a las que se hace referencia en este apartado se hallan fosilizadas por materiales marinos de un Luteciense más alto (Calcarenitas de Abizanda, unidades 39 y 40 ) o por formaciones más modernas, recubrimiento que causa una exposición muy incompleta.

Las calizas y margas lutecienses (unidades 24, 25 y 35) del área al este de Escanilla, discordantes sobre el Jurásico y Cretácico, presentan un fuerte buzamiento hacia el suroeste, que deviene suave más hacia el sur, en las proximidades de Abizanda más al sur, estos materiales están en gran parte recubiertos por las Calcarenitas de Abizanda discordantes, con lo que únicamente aparecen en pequeños afloramientos en el fondo de algunos valles (p.e. barrancos de Focatiecho y de los Macarazos, señalados por GARRIDO-MEGÍAS, 1973) o en las trincheras de la carretera nueva del valle del Cinca. En estos pequeños afloramientos, los materiales referidos bajo la discordancia muestran un buzamiento de unos 60° hacia el noreste, implicando una estructura sinclinal enterrada.

Hacia el sur, en las proximidades de Mipanas aparece un nuevo pliegue anticlinal NO-SE, en cuyo núcleo afloran las calizas lacustres paleocenas. En profundidad, este pliegue podría estar relacionado con un cabalgamiento, el cual por su posición debe corresponder al que se atravesó en el sondeo Surpirenaica-1 situado 8 km al noroeste, en la vecina Hoja de Alquezar. En las cabeceras de los barrancos de Macarazos y de la Masada, la Formación de Escanilla rebasa a las Calcarenitas de Abizanda, llegando a disponerse directamente en discordancia sobre los materiales paleocenos del núcleo del anticlinal.

Más al sur, se encuentra el par anticlinal-sinclinal de la sierra de La Picarra, que causa el afloramiento de materiales del Cretácico superior-Ilerdiense. Estos pliegues tienen una orientación ONO-ESE, con inmersión hacia el sureste. De manera comparable a lo que ocurre más al norte, los pliegues están fosilizados por la Formación de Escanilla, o en ese caso también por los conglomerados de Graus y formaciones más finas equivalentes.

El sistema de pliegues descrito es posterior a la gran parte de la formación del domo de Clamosa, puesto que como se ha visto afecta a los materiales discordantes sobre los flancos del mismo. En función de este hecho y de los materiales que los fosilizan, puede atribuirse a un intervalo próximo al límite Luteciense medio-superior, edad que es equivalente en parte a la del anticlinal de Mediano.

En esta zona existen además dos sistemas de fallas normales, con orientación respectiva NNE-SSO (p.e. falla de Abizanda) y NNO-SSE (fallas del este de Abizanda y de La Picarra). Si bien estas fallas podrían tener un origen antiguo (p.e. ver en el mapa geológico las fosilizaciones de pequeñas fallas por las calcarenitas de Abizanda al este de la localidad) han funcionado en gran parte en épocas tardías, puesto que algunas de ellas cortan a los conglomerados oligo-miocenos de Graus.

### 3.5. EL SISTEMA DE FALLAS DE CANETO-SECASTILLA

Consiste en un conjunto de fallas normales de alto ángulo que se encuentra en la vertiente oriental del valle del Cinca, entre las localidades de Salinas de Trillo al norte y Secastilla al sur. Las fallas de este sistema tienen un trazado curvilíneo, convergiendo en una falla principal y divergiendo cartográficamente en varias ocasiones. Cuando la falla principal diverge y se ramifica en dos segmentos individualizados, estos presentan saltos opuestos. Así, el más occidental hunde el labio del este, mientras que el más oriental, que a su vez presenta varias ramificaciones menores, hunde el labio situado a su oeste relativo, quedando el bloque entre los dos segmentos como una fosa tectónica (p.e. área de Caneto, área al norte de Secastilla).

El salto de las fallas es del orden de varios centenares de metros, a juzgar por la separación estratigráfica que conllevan; pueden llegar a hundir la Formación de Escanilla y los conglomerados poligénicos suprayacentes a nivel del Triásico o del Cretácico superior. La historia evolutiva de las fallas es probablemente larga. Aunque actualmente afectan a la totalidad de la serie terciaria aflorante en la Hoja, su origen debe ser más antiguo. Por ejemplo, al este de Pui de Cinca, los conglomerados oligo-miocenos de Graus pasan de disponerse sobre varios centenares de metros de la Formación de Escanilla a un lado del sistema de fallas, a hacerlo directamente sobre las Calizas de Grustán al otro lado (Tozal Panchudo). Esto implica una actuación de las fallas

bien durante la sedimentación de la Formación de Escanilla, o bien durante el periodo de erosión que procedió a los conglomerados de Graus, aunque estos se hallen posteriormente cortados por ellas. Otras facies sedimentarias incluso más antiguas, como las Formaciones lutecienses de Pano y Perarrúa, aparecen prácticamente circunscritas al este del sistema de fallas (al oeste las facies equivalentes son más carbonatadas), con lo que estas podrían ha haber ejercido un cierto control en la sedimentación durante esa época.

Cabe señalar que al este del sistema de fallas de Caneto-Secastilla las capas adquieren una disposición subtabular, o no vuelven a encontrarse, a nivel de superficie, estructuras de deformación destacables en el resto de la Hoja. No obstante, enterrada bajo la serie monoclinal del valle de Ésera, debe situarse la continuación en forma de rampa lateral del frente del manto del Cotiella (GARRIDO-MEGÍAS, 1973; NIJMAN y NIO, 1975), importante estructura cabalgante que aflora al norte de la Hoja de Graus.

### 3.6. LOS DIAPIROS DE NAVAL Y DE LA PUEBLA DE CASTRO

En el extremo sureste de la Hoja de Graus se encuentran dos nuevos afloramientos extensos de materiales triásicos, los cuales se extienden más allá de los límites de la Hoja. El más occidental de Naval. El más oriental, denominado de La Puebla de Castro (SELZER, 1934), se halla inmediatamente al sur de Secastilla.

En ambos casos, el Triásico está constituido mayoritariamente por lutitas y yesos, estando las calizas del Muschelkalk muy subordinadas, en comparación con el afloramiento triásico de Clamosa. Las lutitas presentan una compleja estructura interna de plegamiento, mientras que las calizas aparecen como masas desmembradas y aisladas. Los dos alforamientos triásicos se hallan casi siempre rodeados de materiales terrígenos de grano fino de la Formación de Graus. El contacto es claramente por falla, las capas de esta unidad oligo-miocena está claramente truncadas por el Triásico, mediante un contacto subvertical o cabalgante. No obstante, este contacto tiene una traza curva, lo que apunta a su origen diapírico. Incluso en un caso llega a encontrarse una pequeña masa de Triásico aislada pocos centenares de metros del cuerpo principal en forma de "klippe" (cerro de la ermita de los Dolores, al E de Naval). Localmente el Triásico puede estar en contacto con otros materiales mesozoicos, como en el área de Torreciudad. En ese caso también los trunca netamente.

Hay que destacar sin embargo que la zona de deformación causada por los diapiros en los materiales oligo-miocenos encajantes es muy reducida: se limita a una verticalización local de las capas, que en pocos metros devienen horizontales sin signos de deformación aparentes. Esto sugiere que el ascenso diapírico posterior a la sedimentación de estos materiales es moderado: probablemente se depositaron ya sobre un Triásico ya aflorante, en respuesta quizás a una etapa de actividad diapírica anterior. Esta idea se ve reforzada por su contenido en cantos triásicos, citado por SELZER (1934) en Salinas de Hoz.

## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Graus (250/31-11) pertenece administrativamente a la provincia de Huesca, formando parte de las comarcas del Somontano y de la de Ribagorza.

Fisiográficamente se encuentra situada en la gran unidad morfoestructural constituida por la Cordillera Pirenaica.

Su territorio pertenece en su totalidad al dominio de la subunidad fisiográfica de las sierras exteriores subpirenaicas, formado por macizos montañosos de pequeñas dimensiones y alturas más modestas que sus homólogos de la zona axial de la cadena, separados entre si por corredores internos y valles fluviales estrechos y encajados.

La Hoja presenta un clima mediterráneo continental templado, con temperaturas anuales medias comprendidas entre los 12° y 13°C y precipitaciones medias anuales comprendidas entre los 500 y 800 mm con máximos pluviométricos en primavera y otoño.

El relieve de la Hoja de Graus es bastante abrupto, al estar ocupada por una serie de sierras de pequeña extensión y cotas comprendidas entre los 900 y 1.100 m por lo común. La mayor altura de la Hoja la constituye el vértice geodésico Corona, en la Sierra de Esdolomado, con 1.375 m.

Otras elevaciones notables son las cumbres de Santa Bárbara (1.171 m), San Martín (1.660 m) en la Sierra de Grustán y Calvera (1.151 m) en la esquina sureste de la Hoja.

Las únicas zonas relativamente llanas las constituyen la llanura aluvial de los ríos Ésera, Isábena, con sus sistemas de terrazas y glacis. La correspondiente al río Cinca se encuentra sumergida por los embalses de Mediano y El Grado. En estos valles, y al sur de la Hoja, se alcanzan las cotas topográficas más bajas, 450 m.

La red hidrográfica es bastante densa, y se articula, como ya se ha insinuado, a través de los ejes que en dirección N-S forman el Cinca y su afluente Ésera. El río Isábena sigue su trazado ortogonal al del Ésera, esto es, E-O.

Los embalses de El Grado (250 $Hm^3$) y Mediano (442 $Hm^3$) regulan el caudal del Cinca en todo su trazado por la Hoja de Graus, mientras que el de Joaquín Costa o Besasona (70,9 $Hm^3$) hace lo propio en el río Ésera inmediatamente aguas abajo de su confluencia con el de Isábena.

El resto de la red fluvial lo constituye una densa red de barrancos de funcionamiento estacional.

La Hoja presenta una densidad de población muy baja. El principal núcleo lo constituye Graus, con 3.888 habitantes según el censo de 1970. El resto de las poblaciones, entre las que destacan Naval, Capella y Abizanda no superan el medio millar de habitantes. Su economía está basada en la agricultura, tanto de secano como de regadío, y en la ganadería, principalmente ovina y porcina.

## 4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

### 4.2.1. Estudio morfoestructural

Uno de los factores a considerar en el análisis geomorfológico de una región es su estudio morfoestructural, el cual está condicionado por elementos intrínsecos al substrato geológico, tales como la composición litológica del mismo y su estructura tectónica, que condiciona la arquitectura del relieve.

La Hoja de Graus puede subdividirse en dos ámbitos morfoestructurales distintos.

Por una parte, el cuadrante nororiental está situado sobre un sustrato de litologías conglomeráticas carbonatadas y areniscoso-lutíticos alternantes de edad Eoceno, sobre las cuales tienen un gran desarrollo las superficies estructurales y las superficies estructurales degradadas con buzamientos hacia el suroeste. Están limitadas por escarpes estructurales inferiores a los 100 m por lo general. En estos materiales se articulan formas estructurales menores como son las crestas, cerros cónicos y líneas de capa.

En el resto de la Hoja, ocupado por materiales detríticos continentales de edad Oligo-miocena y por materiales carbonatados mesozoicos y cenozoicos las superficies estructurales alcanzan menor desarrollo.

Formas menores asociadas a las cuestas y "hog-backs" en calizas son los "chevrons" y alguna falla con expresión morfológica.

Hay que reseñar también la imponente mole que configura el anticlinal conforme de Mediano, el cual alcanza su cota máxima en el vértice Santa Bárbara.

Por último, los diapiros presentes en la Hoja (Naval y Puebla de Castro) no presentan características morfoestructurales particulares ya que al tener una constitución lutítico-yesífera de carácter lábil están sometidos a un intenso modelado de tipo denudativo.

### 4.2.2. Estudio del modelado

#### *4.2.2.1. Laderas*

Las laderas constituyen elementos principales en la evolución del paisaje, dada su función como fuentes de aportes de agua y sedimento a la red de drenaje.

En la Hoja de Graus, y dadas las fuertes pendientes que en general presentan las laderas, la intensidad de los procesos erosivos hace que numerosas vertientes se encuentran desnudas. Sin embargo, en la Sierra de Endolomada se han cartografiado vertientes regularizadas, en la zona de Peña Cuervo (Esquina noroeste de la Hoja) han sufrido un proceso posterior de erosión por arroyada, constituyendo una vertiente regularizada y disectada.

Cuando la regularización desarrolla un manto de sedimentos de la suficiente potencia y extensión se han cartografiado como coluviones. Asociados a fuertes escarpes estructurales en niveles

competentes (pudingas y calizas por lo común) se forman coluviones de bloques originadas por el descalce y caída gravitacional de bloques de tamaño de métrico a decamétrico.

También son los sustratos calcáreos los que permiten el desarrollo de canchales conocidos en el Alto Aragón como gleras. En su formación no hay que descartar la actuación de procesos periglaciares durante la estación fría que favorecería la producción de los cantos (isioclástia).

Por último, se ha cartografiado la cicatriz de despegue de un deslizamiento de pequeño tamaño en las proximidades de vértice San Martín, en la zona central de la Hoja.

*4.2.2.2. Formas fluviales*

Los depósitos fluviales de la Hoja de Graus están ligados a los ríos Cinca, Ésera e Isábena, aunque también el río Llastre, afluente del primero, y el Barranco de Pinares, afluente del segundo, presentan terrazas.

Dichos cursos fluviales, particularmente el Cinca, han depositado complejos sistemas de terrazas durante el Pleistoceno-Holoceno. Los niveles más antiguos presentan escarpes colgados mientras que los dos niveles interiores los presentan encajados, solapándose ambos.

La siguiente tabla indica los distintos niveles de terraza cartografiados con indicación de su cota relativa sobre el lecho fluvial actual. Hay que indicar que las terrazas inferiores del Cinca no llegan a aflorar en la Hoja, dado que están sumergidas bajo las aguas de los embalses de Mediano y El Grado I.

| RÍO CINCA | RÍO ÉSERA | RÍO ISÁBENA |
|---|---|---|
| g + 2-3 m | g + 2-3 m | g + 2-3 m |
| d + 45 m | f + 5-7 m | f + 5-7 m |
| c + 115-125 m | e + 12-15 m | e + 20-25m |
| b + 140 m | d + 25-30 m | d + 50 m |

Hay que señalar que los ríos Cinca y Ésera, procedentes de la zona axial de la cordillera pirenaica, presentan un régimen pluvio-nival reflejo de condiciones morfoclimáticas claramente extrazonales y más húmedas y frías que el clima del área de estudio. Esto condiciona factores tales como la litología y ordenación sedimentaria de sus terrazas, así como un fuerte acarreo de sedimentos en las épocas de deshielo o grandes precipitaciones en zonas de cabecera. Por tanto, los fondos de valle presentan formas fluviales longitudinales que periódicamente sufren modificaciones en su dinámica.

Otras acumulaciones fluviales presentes en la Hoja de Graus, son los conos de deyección. Se localizan preferentemente en la desembocadura de algunos barrancos cuando inciden en las llanas superficies de los niveles de terraza e y f del río Ésera, debido al brusco cambio de pendiente longitudinal de los barrancos, lo cual obliga a una fuerte pérdida de carga de los mismos. Sin

embargo, el cono más extenso de la Hoja se localiza fuera del valle del Ésera, en la desembocadura del Barranco de Santa Brígida, próximo a la localidad de Palo.

Fuera de los valles fluviales importantes, dominan los procesos de erosión activa. Incisión lineal y acarcavamiento son fenómenos generalizados en la Hoja, originando profundas barranqueras de laderas muy escarpadas donde con frecuencia se localizan fenómenos de arroyada en regueros.

Se han cartografiado como gargantas un tramo del Barranco de la Ribera, en el cuadrante noreste de la Hoja, donde el fuerte encajamiento fluvial talla un estrecho valle de paredes notablemente escarpadas que superan los 140 m de altura y también el barranco Hondo, en el borde meridional de la Hoja.

En numerosos barrancos, y generalmente coincidiendo con intercalaciones de niveles litológicos más resistentes en series más susceptibles de ser sometidas a erosión, se han cartografiado saltos de agua o cascadas, cuyas alturas suelen ser de orden decamétrico.

Algunos fondos de valle plano cuya permeabilidad permite la infiltración veloz de la escorrentía superficial presentan perdidas de drenaje.

*4.2.2.3. Formas poligénicas*

Se incluyen en este apartado aquellos depósitos en cuya génesis intervienen dos o más procesos formadores.

Entre ellos destacan los glacis de acumulación de los cuales en la Hoja de Graus se han diferenciado dos niveles. El nivel inferior es el más generalizado en todo el ámbito de la Hoja, y se correlaciona directamente con el nivel de terraza de los ríos Isábena y Ésera.

El nivel más alto de glacis presenta su mayor desarrollo en el valle del Cinca, en este sector enlaza con el nivel de terraza d situado a 45 m por encima del cauce.

La génesis de los mismos está en relación con procesos aluviales de arroyada difusa y en manto que arrastran los materiales de las vertientes derramándolos hacia los valles.

La existencia de un substrato detrítico favorece el desarrollo de la peneplanización y la evacuación del material megalítico que constituye la cobertera sedimentaria de los glacis.

También se ha considerado que tienen un origen poligénico los depósitos de fondo de valle plano que se reparten con pequeña extensión en todo el ámbito de la Hoja.

Los valles de fondo plano presentan forma de artesa, generalmente con una ruptura de pendiente con las laderas en que se encajan.

En la génesis de los sedimentos de naturaleza limo-arcillosa que los rellenan actúan tanto procesos gravitacionales que aportan materiales desde las laderas, como de índole fluvial, por la escorrentía que redistribuye los sedimentos longitudinalmente por el valle.

También se admite por lo general cierta influencia eólica que aporta las fracciones más finas (limos y arcillas) del sedimento.

Por último, se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial dos pequeños afloramientos en la esquina noroeste, próximos a la localidad de La Pardina. Al igual que en los depósitos de fondo de valle plano, su génesis es mixta entre los procesos gravitacionales y los fluviales-arroyada principalmente.

#### *4.2.2.4. Formas kársticas*

Los únicos elementos morfológicos de génesis kárstica cartografiados en la Hoja de Graus son lapiaces.

Éstos se localizan en la esquina noreste, en la sierra de Esdolomada.

Estas morfologías de disolución superficial se desarrollan sobre las superficies estructurales más o menos degradadas que forman los niveles carbonatados y en menor medida de areniscas con cemento carbonatado de edad Eoceno.

En su génesis, aparte de la disolución del carbonato presenta una gran influencia el factor estructural, ya que la existencia de discontinuidades del tipo de diaclasas o pequeñas fracturas favorece y potencia el proceso de disolución de la caliza.

#### *4.2.2.5. Formas antrópicas*

Dentro del modelado de génesis antrópica se han cartografiado, en consideración a su impacto sobre el paisaje, numerosas áreas aterrazadas y saturadas mediante el empleo de maquinaria pesada. Suelen localizarse en laderas bastante empinadas con exposiciones variables que van del oeste al sur y al este. Su aprovechamiento es principalmente agrícola.

Por último, se ha incorporado a la cartografía la presa que cierra el embalse de Mediano, situada en el inicio de la profunda garganta de El Entremón, en el cauce del río Cinca.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En epígrafes anteriores se han descrito, desde los puntos de vista litológico, cronoestratigráfico y morfogenético, las formaciones superficiales presentes en la Hoja de Graus. Por ello, sólo nos queda añadir aquí, la existencia de depósitos asociados a las superficiales estructurales.

Éstas se localizan principalmente en el cuadrante noroeste de la Hoja. Tienen espesores del orden de varios decímetros y litológicamente están formados por cantos provenientes de la propia superficie estructural envueltos en una matriz limo-arcillosa. Estos materiales están escasamente transportados y en su génesis intervienen procesos edáficos y a menudo antrópicos, dado que se aprovechan para usos agrícolas.

## 4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Como punto de partida de la evolución geomorfológica de la región puede considerarse el momento de emplazamiento de las últimas láminas cabalgantes del orógeno pirenaico, las cuales constituyen las Sierras Exteriores subpirenaicas propiamente dichas.

Según SENZ y ZAMORANO (1992) la edad del emplazamiento es Eoceno superior-Oligoceno inferior, en el intervalo Priaboniense superior-Estampiense, aunque la deformación prosigue con el desarrollo de cabalgamientos durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior, simultáneamente al depósito de las Formaciones de Graus y Sariñena que marcan el inicio de la sedimentación bajo régimen endorreico en la Cuenca del Ebro.

La apertura de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo que permite el establecimiento de la red fluvial del río Ebro como un sistema de erosión y transporte exorreico de los sedimentos acarreados puede fijarse en el tránsito Mioceno-Plioceno, (RIBA *et al.*, 1983) o quizás algo antes, aunque la escasez de dataciones dificulta el establecimiento preciso de este momento.

El comienzo de la exhumación de las series terciarias permite el desarrollo de procesos erosivos diferenciales que paulatinamente y hasta la actualidad van elaborando las distintas morfologías estructurales en forma de superficies, cuestas y "hog-backs" ligados a los niveles litológicos de mayor resistencia a la erosión. Hay que considerar los fenómenos de arroyada como los principales agentes causantes de este modelado.

Durante el Plioceno, prosigue la jerarquización de la red fluvial, aunque la carencia de depósitos de dicha edad no permite detallar su evolución.

A partir del Cuaternario, sucesivas etapas de encajamiento de la red fluvial permiten el desarrollo de los distintos niveles de terrazas asociados a los ríos Cinca, Ésera e Isábena. Paralelamente, en las vertientes de enlace con los relieves elevados se producen sucesivas etapas de peneplanización de las que son muestra los distintos niveles de glacis de acumulación.

La alternancia de etapas de acumulación y encajante fluvial que forma la secuencia de glacis y terrazas demuestra la alternancia de momentos climáticos cálidos y fríos durante el Pleistoceno. Así, los depósitos se formarían en etapas climáticas más frías y húmedas mientras que los encajamientos lo harían en climas más cálidos y secos, semejantes al actual.

Puede afirmarse que durante el Pleistoceno tienen lugar procesos periglaciares de tipo crioclástico en las cotas más elevadas de la Hoja.

A partir del Holoceno se desarrollan las últimas acumulaciones, representadas por los aluviales y terrazas bajas de los cauces fluviales, fondos de valle, conos de deyección, canchales, coluviones y depósitos aluvial-coluvial. Todos ellos son más o menos coetáneos y su formación se prolonga hasta la actualidad.

Hay que indicar que algunos de estos depósitos recientes aparecen localmente disectados por procesos de arroyada como consecuencia de un cambio climático hacia la aridez de menor entidad que los que se interpretan durante el Pleistoceno.

### 4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actual de la zona ocupada por la Hoja de Graus está dominada por los procesos de carácter denudativo, principalmente de tipo fluvial, como son la incisión lineal, la arroyada en manto y en regueros y el acarcavamiento.

Los depósitos que se generan actualmente son principalmente los conos de deyección y los depósitos de laderas. También tienen funcionalidad los procesos de aluvionamiento en los cauces del Ésera e Isábena, ambos ríos no regulados.

De cara al futuro, aparte de las posibles variaciones del régimen climático de la región es la actuación antrópica el factor fundamental de cambios potenciales en las condiciones morfodinámicas importantes en la actualidad. La acción humana respecto al uso de recursos naturales como agua, suelo, vegetación y substrato geológico puede modificar de forma rápida el delicado equilibrio entre los procesos de erosión y sedimentación.

## 5. ROCAS ÍGNEAS

### 5.1. OFITAS (1)

Se han reconocido únicamente dos afloramientos de estas rocas, localizados respectivamente, al sur de Trillo y al oeste de Clamosa, junto al embalse de El Grado. Petrográficamente, las ofitas están compuestas principalmente por ortopiroxenos, clinopiroxenos y plagioclasa, siendo los dos primeros los minerales más abundantes (más del 50% de la roca). Las menas de hierro y los olivinos son los minerales accesorios más comunes (15% y 2% respectivamente) encontrándose también algunos componentes residuales.

Los piroxenos se encuentran como cristales xenomorfos, de 0,85 a 1,70 mm. atravesados por abundantes fracturas irregulares. En ocasiones aparecen zonados y/o maclados. La plagioclasa presenta cristales idiomorfos, de tamaño variable, 0,06 y 0,60 mm., con maclado polisintético fino y en ocasiones zonado ondulante. En algunos casos los cristales de plagioclasa se hallan separados y englobados por poiquilocristales de piroxenos. En otros casos, menos frecuentes, los cristales se hallan en contacto, aunque también englobados por piroxenos.

Los cristales de olivino existentes se hallan casi todos alterados a un mineral arcilloso de color verdoso, solo quedan pequeñas zonas sin alterar en determinados cristales.

GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972) atribuyen a las ofitas surpirenaicas una edad Liásico inferior (Hettangiense inferior).

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica registrada por las rocas aflorantes en la Hoja de Graus comienza en el Triásico. Los materiales de esa edad representan medios continentales áridos con influencia evaporítica, como atestigua la presencia local de yesos. Estas condiciones fueron interrumpidas por

una transgresión marina, que dio lugar a la sedimentación de calizas de facies Muschelkalk. Estas calizas se formaron en ambientes de plataforma de gran homogeneidad y extensión, a juzgar por su uniformidad en amplios sectores del ámbito pirenaico. La facies Keuper suprayacente testifica de nuevo medios continentales con influencia lacustre y evaporítica, cerrando el sistema triásico en la Hoja.

Durante el Rhetiense-Jurásico inferior, se instauraron de nuevo medios de plataforma marina somera con sedimentación carbonática, en representación de los cuales se preserva una reducida serie (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972). Tras ésta hay una laguna estratigráfica que abarca hasta el Cretácico superior (Santoniense). Los materiales cretácicos de la Hoja se depositaron en medios marinos de plataforma de alta energía, caracterizados por una influencia mixta terrígena/carbonática. Al final del Cretácico superior tuvo lugar una regresión generalizada, con la implantación de medios continentales de tipo aluvial (facies Garumniense).

La sedimentación terciaria en la cuenca surpirenaica estaba fuertemente controlada por el desarrollo estructural de la cordillera, si bien en el área que abarca la Hoja la deformación local no se registra hasta el tránsito Eoceno inferior-medio. Durante el Paleoceno se depositaron calizas micríticas, a veces con foraminíferos, representando ambientes sedimentarios lacustres/palustres y marinos someros. Ya en el Ilerdiense inferior se instaló una plataforma carbonática extensa con actividad biológica bien desarrollada, representada por abundantes foraminíferos de aguas someras y otros bioclastos. Esta plataforma terminó con un hundimiento generalizado en el Ilerdiense medio, dando paso a la sedimentación de margas y areniscas glauconíticas en medios más profundos y con mayor influencia detrítica de Castigaleu. Esta última Formación pertenecía a un complejo fluviodeltaico progradante hacia el oeste-noroeste, que se canalizaba en la ya bien definida cuenca de antepais surpirenaica (Grupo de Montañana, NIJMAN y NIO, 1975). Este complejo interaccionaba con un sistema aluvial procedente del margen septentrional de la cuenca y con la referida plataforma carbonática en el margen suroccidental. En el Cuisiense medio tuvo lugar un episodio regresivo que dio lugar a sedimentación fluvial, preservada en la esquina noreste de la Hoja (Fm Castissent). La sedimentación aluvial y fluvio-deltaica se restablece en el Cuisiense superior, con las Formaciones de Campanué, Perarrúa y Capella, ampliamente representadas en la mitad oriental de la Hoja.

El desarrollo del domo de Clamosa ocurrió durante el Cuisiense medio (?) y superior, ligado al apilamiento de unidades cabalgantes intratriásicas, aunque con influencia diapírica facilitada por las formaciones evaporíticas. Esta estructura causa la existencia de un hiato de esa edad en la parte occidental de la Hoja (área del Cinca), mientras que en la parte oriental tenía lugar la sedimentación de la Fm Castissent y demás unidades cuisienses que la suceden.

El Luteciense comenzó con la sedimentación marina discordante sobre el domo de Clamosa, en cuyo flanco norte, todavía activo, se disponía en "onlap" sobre diversas unidades erosionadas. Hacia el este, en el área del Ésera, tuvo lugar la excavación del cañón de Besians. La sedimentación marina, en variedad de ambientes sedimentarios (plataforma terrígena y carbonática, talud margoso, e incluso sistemas turbidíticos en los afloramientos más noroccidentales), pasaba hacia el este a sedimentación fluvial y a extensos abanicos conglomeráticos en el extremo noreste de la Hoja. En el área del Ésera, sedimentos del Luteciense inferior fosilizaron la rampa lateral del manto del Cotiella (BARNOLAS *et al.*, 1991), importante unidad cabalgante

que aflora al norte de la Hoja. Es posible que el sistema de fallas de Caneto-Secastilla se iniciase en relación con esta estructura, aunque luego experimentó desplazamientos posteriores.

En el Luteciense medio se instalaron plataformas carbonáticas en gran parte del ámbito abarcado por la Hoja (Fm Grustán y equivalentes), que evolucionaban a taludes margosos hacia el oeste y noroeste. El anticlinal N-S del Mediano se inició durante el Luteciense medio plegando la discordancia previa y causando un abanico de capas en los términos superiores de la unidad 28 y en la 30. Los pliegues del área de Abizanda y La Picarra se formaron probablemente también durante este intervalo, siendo fosilizados posteriormente por formaciones marinas someras durante el Luteciense superior. El desarrollo continuado del anticlinal de Mediano durante el Luteciense superior, junto con el de Boltaña, situado al oeste de la Hoja, estuvo acompañado por progradación deltaica hacia el norte en el surco sinclinal entre ambas estructuras (BARNOLAS *et al*., 1991).

La progradación del sistema deltaico dio paso a sedimentación continental a finales del Luteciense (Fm Escanilla; BENTHAM *et al*., 1992), con la retirada definitiva del mar del ámbito de la Hoja. En la parte oriental de la Hoja, la Fm Escanilla se superpone, en ligera discordancia, sobre sedimentos continentales anteriores. En diversos puntos de la Hoja la mencionada Formación culmina con conglomerados poligénicos de procedencia septentrional, cuya edad puede ser Eoceno superior u Oligoceno inferior.

Posteriormente, tuvo lugar un periodo de erosión que duró hasta el Oligoceno superior, tiempo en el cual se generaron importantes masas de conglomerados de abanico aluvial (Fm Graus). Estos conglomerados tenían procedencia septentrional y pasaban a facies finas hacia el sur, fosilizando gran parte de la deformación surpirenaica en un ámbito que trasciende el de la Hoja, No obstante, en el área que nos ocupa fueron todavía afectados por el sistema de fallas de Caneto-Secastilla y por los diapiros triásicos de Naval y la Puebla de Castro. Estos diapiros debían estar expuestos en superficie ya antes de la sedimentación de la Fm Graus, como indica la presencia de cantos triásicos en esta unidad y la poca deformación que presenta en las proximidades del contacto diapírico.

La Fm Graus cierra la sedimentación terciaria en la Hoja, cuya edad más reciente probablemente sea Mioceno inferior, en función de los yacimientos fósiles encontrados en los equivalentes de la Formación al sur de la Hoja. A partir de ese intervalo, el área de la Hoja de Graus fue sometida a condiciones erosivas. El encajamiento progresivo de la red fluvial actual a la generación de los depósitos superficiales asociados han ido desde entonces dando lugar al modelado actual del relieve.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. RECURSOS MINERALES

La evaluación y análisis de los datos aportados por distintas fuentes de información, esencialmente el Libro de la Minería de Aragón, RODENO (Revista de Geología Aragonesa) y el inventario del P.E.S., así como la información aportada por los trabajos de campo, permite realizar una evaluación de los distintos indicios y yacimientos encuadrándolos en los siguientes grupos:

a) Recursos Energéticos.

b) Minerales Metálicos.

c) Minerales Industriales.

d) Rocas Industriales.

a) Recursos Energéticos

En esta área se explotaron los lignitos de la Formación Escanilla (37) de edad Luteciense Superior Bartoniense. Esta Formación, en sus tramos basales constituidos por alternancias de calizas y lutitas (36), intercalan niveles centi a decimétricos de lignito. Estas capas fueron explotadas en las minas de Capella (La Muyola), situada a 3,5 km al sureste de Capella remontando el barranco de Casplán.

En posición estratigráfica similar se encuentran las capas de lignito explotadas en la Mina de Santa Brígida, situada a 1 km al sur-sureste de Palo, y el indicio de lignito de la Sierra de Trillo, situado a 2 km al norte de Trillo en el antiguo camino a Palo.

Las minas de Ligüerres (Mina Calverá), están ligadas a capas centimétricas de lignito asociadas a paquetes de caliza, estratigráficamente superiores en la Fm Escanilla, al tramo basal productivo de las minas de Capella.

Por último, hay indicios de lignito descritos en el barranco de Bisaplana, 500 m al noroeste de Santa Llestra y S. Quilez; a 800 m al noreste de Montaruedo y a 1 km al suroeste de Paul, en todos los casos dentro de la Formación Escanilla.

En este capítulo de recursos energéticos es destacable la presencia de impregnaciones, a veces importantes, de hidrocarburos en las calizas atribuidas al Muschelkalk (3), especialmente en los afloramientos de este nivel, próximos a Ligüerre del Cinca. Por último, es reseñable que el permiso de investigación para gas natural denominado Ribagorza, con una extensión de 37.926 ha., del que es titular la firma Tullow Oil and Gas, ocupa el sector oriental de la Hoja de Graus.

b) Minerales Metálicos

Todos los indicios de minerales metálicos se encuentran directamente relacionados con los niveles de lignitos descritos.

En todos los casos estos carbones muestran un porcentaje elevado de metálicos. Los análisis y muestras realizadas definen la presencia de pirita, marcasita, goethita, melanterita, calcita y yeso. En los sectores donde la capa de lignito se encuentra quemada, se observa la presencia de ocres cuyo origen son las goethitas. Son especialmente abundantes en las capas de lignito de la Mina de Santa Brígida, en Palo.

c) Minerales Industriales

En este capítulo se incluyen esencialmente las explotaciones de sales y yesos.

Como se reseñaba en el capítulo 2.1.1., la presencia de masas salinas (cloruros) en el tramo basal del Triásico aflorante, deben de ser de importancia, dado el número de fuentes saladas asociadas a este nivel cartográfico. Son de importancia reseñable la fuente salada del barranco de Puy de Cinca, Barranco de la Selva, Clamosa, Las Ventosas, Sierra de Trillo, Salinas de Trillo, Barranco de Sinuelas y Barranco de Rolda.

De estas fuentes saladas han sido o son actualmente explotadas en salinas las del Barranco de la Selva, Salinas de Secastilla, Salinas de Trillo, Barranco de Sinuelas y Barranco de Rolda en las salinas de La Naval, siendo estas últimas con una producción de 1.000 Tm. anuales las más importantes.

El análisis de los depósitos de los salares, muestran una composición de halita, calcita, anhidrita, hemihedrita, yeso y caolín.

Otros indicios de menor importancia son los que se localizan en la Formación Capella a 1,5 km al sur-sureste de Bellestar, y a 1 km al este de Torre de Ésera, o en la Formación Escanilla, al sur de Escanilla en el km 25 de la carretera de La Naval o a 1,5 km al noroeste de la Torre. En todos los casos se trata del relleno de grietas en estas formaciones por yeso fibroso y calcita. Son los denominados "yesos morranos".

d) Rocas Industriales

En la Hoja de Graus, las explotaciones de arenas y gravas son las de mayor importancia dentro de este capítulo. Los yacimientos ligados a los ríos, contemplan la extracción tanto del aluvial actual como de las terrazas fluviales o fluvioglaciares. El río Cinca y sus afluentes dentro del ámbito de estudio, presentan una composición litológica (espectro) polimíctica dada la diversidad de terrenos que atraviesan y una heterometría fuerte con claro predominio de las fracciones superiores a 2-4 cm. El empleo de estos materiales es primordialmente para construcción y obras públicas. La principal explotación es la de Vidal Áridos y Hormigones, S.A., situada en el término municipal de Graus, junto a la carretera Graus-Capella en el km 2,800.

Como resumen, puede reseñarse que el capítulo de geología económica se reduce a la explotación de las salinas de La Naval, y las graveras del río Cinca en Graus. En el sector de recursos energéticos, la investigación del Permiso de Ribagorza y la extracción esporádica de lignito, en la minas de Ligüerres y Capella para uso doméstico.

En la actualidad la evolución del sector energético no parece propiciar una activación de las minas de lignito reseñadas, tanto más cuanto que su contenido en sulfuros es muy elevado. Mayor potencial minero puede tener la posible masa salina del domo de Clamosa, dada la gran cantidad de fuentes saladas que lo circundan.

## 7.2. CLIMATOLOGÍA-HIDROLOGÍA

El Instituto Nacional de Meteorología controla un total de cinco estaciones en la zona:

| CÓDIGO ESTACIÓN | DENOMINACIÓN | TIPO |
|---|---|---|
| 9829 | Mediano (Embalse) | TP |
| 9829a | Mediano (Central) | TP |
| 9830 | Mediano (P.F.E.) | P |
| 9849 | Graus (Ventas de Santa Lucia) | TP |
| 9850 | Graus (P.F.E.) | P |

Tipo: P - Pluviométrica. TP - Termopluviométrica.

Estas estaciones llevan controlándose durante periodos bastante representativos, en general de más de 30 años de manera casi continua. Según datos elaborados por la C.H. del Ebro, las precipitaciones y temperaturas medias para el periodo 1940-1084 en las estaciones 9829 y 9849, consideradas como las más representativas, son las siguientes:

Estación 9829 - Precipitaciones medias mensuales

| MES | OCT. | NOV. | DIC. | ENE. | FEB. | MAR. | ABR. | MAY. | JUN. | JUL. | AGO. | SEP. | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Media | 79,1 | 68,9 | 67,5 | 58,2 | 58,0 | 73,1 | 75,7 | 98,5 | 86,4 | 49,9 | 79,6 | 80,8 | 875,6 |

Estación 9849 - Precipitaciones medias mensuales

| MES | OCT. | NOV. | DIC. | ENE. | FEB. | MAR. | ABR. | MAY. | JUN. | JUL. | AGO. | SEP. | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Media | 55,7 | 52,9 | 50,1 | 44,4 | 45,2 | 53,3 | 60,0 | 82,4 | 60,1 | 36,0 | 57,9 | 60,4 | 658,3 |

Estación 9829 - Temperaturas medias mensuales

| MES | OCT. | NOV. | DIC. | ENE. | FEB. | MAR. | ABR. | MAY. | JUN. | JUL. | AGO. | SEP. | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Media | 13,9 | 8,0 | 4,2 | 3,3 | 5,2 | 8,6 | 11,9 | 15,5 | 20,0 | 23,0 | 22,5 | 19,0 | 12,9 |

Estación 9849 - Temperaturas medias mensuales

| MES | OCT. | NOV. | DIC. | ENE. | FEB. | MAR. | ABR. | MAY. | JUN. | JUL. | AGO. | SEP. | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Media | 14,4 | 9,0 | 5,5 | 4,4 | 6,2 | 9,4 | 12,4 | 16,0 | 20,4 | 23,5 | 22,7 | 19,6 | 13,6 |

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde a la primavera, con máximo en mayo, aunque han de tenerse en cuenta las precipitaciones estivales debido a la frecuencia de las tormentas. Entre ambas estaciones existe una diferencia apreciable debida fundamentalmente a su posición: a mayor latitud y cota (estación 829) las precipitaciones son más abundantes.

Las temperaturas muestran la distribución típica de valores máximos en la temporada estival (máximo en julio) y mínimo en enero, con una amplitud de la variación anual de la temperatura de 20° C. La media anual varía entre 12,9 y 13,6 en función de los factores antes mencionados, siendo más alta en la estación de Graus.

Siguiendo la clasificación agroclimática de Papadakis que considera como características fundamentales del clima el régimen térmico y el régimen de humedad, traduciéndolos al tipo de cultivo que puede vegetar en estas condiciones, se pueden definir dos zonas. Por una parte se pueden considerar los valles de los ríos Cinca y Ésera, hasta la cota aproximada de 800 m. s.n.m. y por otra las zonas más elevadas. En la primera de ellas el tipo de verano se define como avena fresco y verano arroz. En la otra zona el verano es tipo maíz. El régimen de humedad es mediterráneo seco.

La red hidrográfica principal está formada por el río Cinca que atraviesa la Hoja en su parte occidental en sentido N-S. Paralelamente a éste, circula su afluente el río Ésera, que a su vez recibe a la altura de Graus los aportes del Isábena. El resto de barrancos o "valés" son cursos de agua de carácter estacional.

Dentro de la Hoja existen importantes obras de infraestructura hidráulica que afectan al río Cinca, el cual se encuentra embalsado en la mayor parte de su recorrido. Estas son el embalse de Mediano y de El Grado I. Asimismo, aguas abajo de Graus aparece la cola del embalse de Joaquín Costa (Barasona) que afecta al río Ésera.

La Confederación Hidrográfica del Ebro dispone de información de aforos en tres estaciones que controlan: el río Ésera en Graus (número 13), el río Isábena en Capella (47) y el río Cinca en el embalse de Mediano (846).

## 7.3. INVENTARIO Y USOS DEL AGUA

El registro de puntos de agua en la Hoja recoge un número total de 39, de los cuales la mayoría son manantiales. Asimismo, en el inventario nacional de puntos de agua mineromedicinales, minero-industriales y de bebida constan cuatro manantiales. Uno de ellos, la Fuente Sulfitosa, aparece también en el inventario de datos geotérmicos de España.

La distribución por octante se ha reflejado en un cuadro. Hay que señalar que aunque la mayor densidad de puntos aparece en la mitad oriental de la Hoja, este hecho viene condicionado por el ámbito espacial en que se han desarrollo estudios previamente en la zona, en especial el referido al interfluvio del Ésera-Noguera Ribagorzana (IGME, 1986). La mayoría de las captaciones se utilizan en abastecimientos urbanos que suelen ser insuficientes en épocas de verano, cuando se conjuga un aumento de la demanda y una recarga mínima de los acuíferos.

Los sondeos planificados para extracción de agua se sitúan mayoritariamente en las formaciones terciarias y suelen dar resultados negativos. En algunos de los sondeos, con fines de investigación

petrolífera, se ha cortado a gran profundidad (en torno a 2.000-2.500 m) un tramo de calizas mesozoicas con agua de elevada salinidad.

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

| OCTANTE | N.º DE PUNTOS | | | | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|
| | MANANTIALES | POZOS | SONDEOS | SONDEOS DE PETRÓLEO | |
| 1 | 1 | — | 1 | — | 2 |
| 2 | 4 | — | — | — | 4 |
| 3 | 3 | 2 | — | 1 | 6 |
| 4 | 1 | — | 2 | 1 | 4 |
| 5 | — | — | — | — | — |
| 6 | 1 | — | — | — | 1 |
| 7 | 6 | 3 | 4 | 1 | 14 |
| 8 | 7 | — | — | 1 | 8 |
| TOTAL | 23 | 5 | 7 | 4 | 39 |

PUNTOS INCLUIDOS EN EL INVENTARIO DE AGUAS MINEROMEDICINALES

| TÉRMINO MUNICIPAL | NOMBRE | CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS |
|---|---|---|
| Capella | Capella | Sulfatada |
| Graus | Aguas de Ribagorza | — |
| Graus | Fuente Sulfitosa | — |
| Naval | Naval | Sulfhídrica |

Los caudales más frecuentes suelen ser inferiores a 1 l/s y muestran variaciones estacionales.

## 7.4. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

En la Hoja de Graus no aparece definida ninguna unidad acuífera. Aunque en conjunto está incluida dentro del sistema 68 "Sinclinal de Tremp" se enclava en la zona denominada Cuenca de Graus-Tremp, donde no se han diferenciado formaciones acuíferas de interés. El encajamiento de la red fluvial condiciona también que, pese a la existencia de ríos importantes, los depósitos relacionados con los mismos sean escasos.

La Cuenca de Graus-Tremp es una zona situada entre las Sierras Interiores al norte y las Exteriores o Marginales al sur. Se considera en conjunto como una masa poco permeable (baste recordar la nula productividad de los sondeos) que es drenada directa o indirectamente hacia los ríos. Las formaciones relativamente más permeables se encuentran aisladas y la piezometría será discontinua. La circulación del agua subterránea se efectuara de manera muy lenta preferentemente a favor de los niveles areniscosos y conglomeráticos, además de a través de fracturas.

En relación con el contacto tectónico de los materiales yesíferos triásicos se localizan una serie de surgencias de elevada salinidad (Naval, Salinas de Trillo, Secastilla, Aldea de Puy de Cinca, etc.).

Los principales depósitos cuaternarios en la Hoja están asociados al río Ésera ya que el Cinca se encuentra embalsado prácticamente en la totalidad de la Hoja. En cualquier caso no son muy extensos ya que la red está muy encajada. Las terrazas más antiguas se presentan colgadas, mientras que las más modernas aparecen conectadas entre sí y con el río. Su principal recarga, además de la infiltración por la lluvia y el propio río, son los retornos de regadío.

## 8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

### 8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

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

| PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO | INTERÉS PRINCIPAL |
|---|---|
| 1. Anticlinal de Mediano | Tectónico |
| 2. Discordancia de Samitier | Estratigráfico-Tectónico |
| 3. Cañón de Besians | Estratigráfico |
| 4. Excavación de Formigales | Estratigráfico |
| 5. Serie eocena del valle del río Ésera | Estratigráfico-Paleontológico |

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..).

El Anticlinal de Mediano (1) es una estructura fácilmente reconocible que condiciona morfológicamente la geografía de la comarca de Ainsa. Uno de los mejores puntos de observación de esta estructura se localiza en el castillo de Samitier situado sobre una colina al este del pueblo homónimo. Desde este punto, hacia el norte se tiene una buena panorámica del cierre periclinal del pliegue. El Anticlinal de Mediano es uno más de los numerosos ejemplos de estructuras anticlinales transversas a la orientación general de las directrices pirenaicas, que fueron activas

durante el depósito de los sedimentos del Eoceno superior controlando la paleogeografía y la distribución de facies.

La discordancia de Samitier (2) es un notable ejemplo de discordancia sintectónica desarrollada en relación con estructuras tectónicas activas durante la sedimentación. Al igual que el punto anterior, uno de los mejores lugares para su observación se encuentra en la ermita de los Santos Emeterio y Celedonio y el Castillo de Samitier, en la cima de la colina localizada al este del pueblo. Desde este punto puede observarse un abanico de capas de diversas unidades lutecienses (unidades 25, 31, 33, y 34) que se apoyan sucesivamente sobre un sustrato erosionado del Cretácico Superior al Eoceno inferior. Regionalmente esta discordancia se manifiesta de forma más extensa, pues se encuentra relacionada con el desarrollo de un domo salino (domo de Clamosa) situado al sur del Anticlinal de Mediano.

El cañón de Besians (3) es una depresión erosiva excavada sobre depósitos de plataforma somera del Eoceno inferior rellena de facies lutíticas de plataforma externa. Representa un ejemplo espectacular de superficie de erosión submarina que pudo estar desarrollado por pequeñas fallas normales lístricas. Esta unidad es observable desde la carretera autonómica A-139 en las proximidades de la localidad de Perarrúa. Este punto tiene gran interés estratigráfico así como didáctico.

La excavación de Formigales (4) es otro ejemplo de superficie de excavación submarina, interpretada como un cañón submarino por MUTTI *et al*., 1985 y BARNOLA, S. *et al.*, 1991, 1992. Este rasgo sedimentario puede observarse en las proximidades del pueblo de Formigales, a lo largo de la carretera local HU-V-6441. Se trata de una superficie de erosión con morfología canaliforme excavada en materiales de plataforma somera y fosilizada por depósitos turbidíticos. Tiene un gran interés estratigráfico y didáctico, como modelo a pequeña escala de la dinámica sedimentaria de los taludes submarinos.

Serie eocena del valle del río Ésera (5). La sucesión eocena que aflora a lo largo del valle del río Ésera, al sur de la localidad de Morillo de Liena y que se extiende hasta Graus, a lo largo de la carretera A-139, es una localidad de referencia mundial. Su contenido paleontológico, desde los estudios pioneros de SCHAUB (1981) la convierten en una localidad de referencia para el estudio de la sucesión bioestratigráfica del Paleógeno del Tethys. Del mismo modo, la buena exposición y la variedad de facies que se encuentran en esta sección hacen de ella un lugar de estudio de modelos estratigráficos y sedimentológicos para su aplicación a otras partes del globo.

## 9. BIBLIOGRAFÍA


ALMELA, A. y RÍOS, J.M. (1951): "Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, t. I., sec. 2, pp. 327-350, 3 láms.

BARNOLAS, A.; SAMSÓ, 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 Excursión,* n.º 1, Vic, 1991, 123 p.

BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSÓ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica". *Guía de las Excursiones Geológicas*, III Congr. Geol. de Esp. Salamanca, pp. 74-114.

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.

BIOT, J. (1962): "Etude micropaleontologique et stratigraphique de l'anticlinal de Mediano". Thèse 3è cycle, Univ. de Paris, 147 p.

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

CANUDO, J.I.; MOLINA; E. y SUCUNZA, M.T. (1989): "Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo de la sección de Campo (paraestratotipo del Ilerdiense)". *Geogaceta* 6, pp. 82-84.

CRUMEYROLLE, P. (1987): "Stratigraphie physique et sédimentologie des systémes de dépot de la séquence de Santa Liestra (Eocene sud-pyrénéen), Pyrénées Aragonaises. Espagne". Thèse 3è cycle., Univ. de Bordeaux, III, 216 p.

CRUSAFONT, M. (1958): "Los mamíferos del Luteciense superior de Capella (Huesca)". *Notas y Com. IGME*, 50, pp. 259-279.

CRUSAFONT, M.; DE RENZI, M. y CLAVELL, E. (1966): "Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-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 aquitanienses en Santa Cilia (río 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 *Memoire 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-GOZALO, M.; DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1985): "Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basin (provs. of Lérida and Huesca)". En. M.D. Milá y J. Rosell (eds.): 6th European Regional Meeting, I.A.S., *Excursion Guidebook*, Lleida, pp. 215-266.

CUEVAS-GOZALO, M. (1989): "Sedimentary facies and sequential architecture of tide-influenced alluvial deposits. An example from the middle Eocene Capella formation, South Central Pyrenees, Spain". *Geol. Ultraiectina*, 61, 152 p.

DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.

DE BOER, P.L; PRAGT, J.S. y OOST, A.P. (1991): "Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-sheet-top South Pyrenean Tremp-Graus Foreland Basin". *Basin Research*, 3, pp. 63-78.

DE FEDERICO, A. (1981): "La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca de Aínsa". Tesis Doct. Univ. Autònoma 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.

ELLIOT, T. (1974): "Interdistributary bay sequences and their genesis". *Sedimentology*, 21, pp. 611-622.

FARRELL, S.G.; WILLIAMS, G.D. y ATKINSON, C.D. (1987): "Constraints on the age of movement of the Montsec and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain". *Jour Geol. Soc. London*, 144, pp. 907-914.

FRIEND, P.F.; MARZO, M.M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1981): "Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins Spain". En: *Field Guide to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain*. (T. Elliot, Ed.). Proc. Second Intern. Conference on Fluvial Sed.: Modern and Ancient Fluvial Systems: Sedimentology and Processes. Univ. of Keele.

GARRIDO-MEGÍAS, 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. Hispánica,* 3, pp. 39-43.

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

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

HARDY, S. y POBLET, J. (1994): Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, pp. 371-374.

HOLL, J.E. y ANASTASIO, D.J. (1993): "Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain". *Geology*, 21, pp. 271-274.

KAPELLOS, C. y SCHAUB, H. (1973): "Zur correlation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton in Paläogen der Pirenäen". *Eclog. geol. Helv.,* 66, pp. 687-737.

– (1975): L'Illerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation des zones à grands foraminifères et à nannoplancton. *Bulletin de la Société Géologique de France* (B.S.G.F.), 7e série, t. 17, pp. 123-266.

MALLADA, L. (1878): "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa geol. de España*, 15, pp. 1-439.

MARTÍNEZ PEÑA, B. (1991): "La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central". Tesis Doct. Univ. de Zaragoza, 380 p.

MARZO, M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988): "Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrennes, Spain". *Sedimentology*, 35, pp. 719-738.

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

MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSEEL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO; M. (1985a): "Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems. South-central pyrenees". En: M.D. Mila y J. Rosell (eds): 6th European Regional Meeting, I.A.S. *Excursion Guidebook*, Lleida, pp. 521-576.

MUTTI, E; SEGURET, M. y SGAVETTI, M. (1988): "Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees". *Fiel Trip Guidebook*, 7, A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, 169 p.

NIJMAN, W. y NIO, S.D. (1975): "The Eocene Montañana delta (Tremp-Graus basin, provinces of Lerida and Huesca, southern Pyrenees, Spain)". En: *Sedimentary Evolution of the Paleogene South-Pyrenean Basin*, (J. Rosell y C. Puigdefàbregas, Eds). IX Int. Cong. int. Ass. Sediment. Nice, part B, pp. 1-20.

NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978): "Coarse pointbar structure in a molasse type fluvial system. Eocene Castisent sandstone formation, South Pyrenean Basin", en: A.D. Mail Ed, Fluvial Sedimentology, Canadian Soc. of Petroleum Geol., Mem., 5, pp. 487-510.

– (1989): "The second stage of the foreland basin". En: *Alluvial deposits of the succesive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences*. 4th International conference on fluvial sedimentology. Edited by M. Marzo and C. Puigdefàbregas. Publicacions del Servei Geològic de Catalunya, pp. 30-62.

PEÑA MONNE, J.L. (1983): *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico*. Inst. Est. Ilerdienses, 365 pp.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1973): *Sand and sandstone*, Springer-Verlag, Berlin, 617 p.

PLAZIAT, J.C. (1984): "Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocéne". Thèse Doc. Univ. Paris. Sud, 1362 p.

POBLET, J.; MUÑOZ, J.A.; TRAVÉ, A. y SERRA-KIEL, J., (1998): "Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry. Application to the Mediano Anticline (Pyrenees, Spain)". *Geological Society of America Bulletin,* 110, pp. 111-125.

POCOVÍ, A. (1978): "Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas. (Prepirineo de Lérida)". Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 218 p.

REYNOLDS, A.D. (1987): "Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean foreland basin" Ph. D. Thesis. Univ. of Liverpool, 309 p.

RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro". *Libro jubilar J.M. RÍOS, Geol. España*, T II, pp. 131-159. 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, pp. 41-87.

RUMPF, D. y DE BOER, P.L. (1985): "A canyon-like marl filled depression in the Eocene Perarrúa fan-delta complex, S. Pyrenees, Spain". 6th European regional meeting, I.A.S., Abstracts, pp. 661-663.

SAMSÓ, 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.

SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J.; TOSQUELLA, J. y TRAVÉ, A. (1994): "Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca Surpirenaica". II Congreso Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*, pp. 205-208.

SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et bioestratigraphie". *Mém. Suisses Pal.* 104, 105, 106, 236, p. 97 pl.

SENZ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales". *Acta Geol. Hisp.*, 27, pp. 195- 209.

SEGURET, M. (1972): "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sur des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". Thèse Doct. Publ. USTELA. *Série Géol. Struct.* 2, Montpellier, 155 p.

SELZER, G. (1934): "Geologie der Südpyrenaischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. B., pp. 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), pp. 273-297.

SOLER, M. y GARRIDO, A. (1970): "La terminación occidental del manto de Cotiella". *Pirineos*, 98, pp. 5-12.

SOUQUET, P. (1967): "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". Thèse d'ETat, Univ. de Toulouse, 529 p.

SCHMIDT-KITTLER, N. (ed) (1987): International Symposium on Mammalian Bioestratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene. Mainz. *Munchner Geowiss. Abh.* (1) 10, 312 pp.

TEIXELL, A. y BARNOLAS, A., 1995. "Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Eoceno, Pirineo Central)". *Geogaceta* 18, pp. 34-37.

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.

ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1983): "Le passage Crétacé-Tertiaire dans les regions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles". *Géol. Méditerranéenne*, t. X, n.º 34, pp. 277-281.

VAN EDEN, J.G. (1970): "A reconnaissance of deltaic environment in the middle Eocene of the south-central Pyrenees, Spain". *Geol. en Mijnbouw*, 42, pp. 145-157.

VAN LUNSEN, H.A. (1970): "Geology of the Ara-Cinca region. Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utraiectina*, 16, pp. 1-119.

MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN: 978-84-9138-000-9