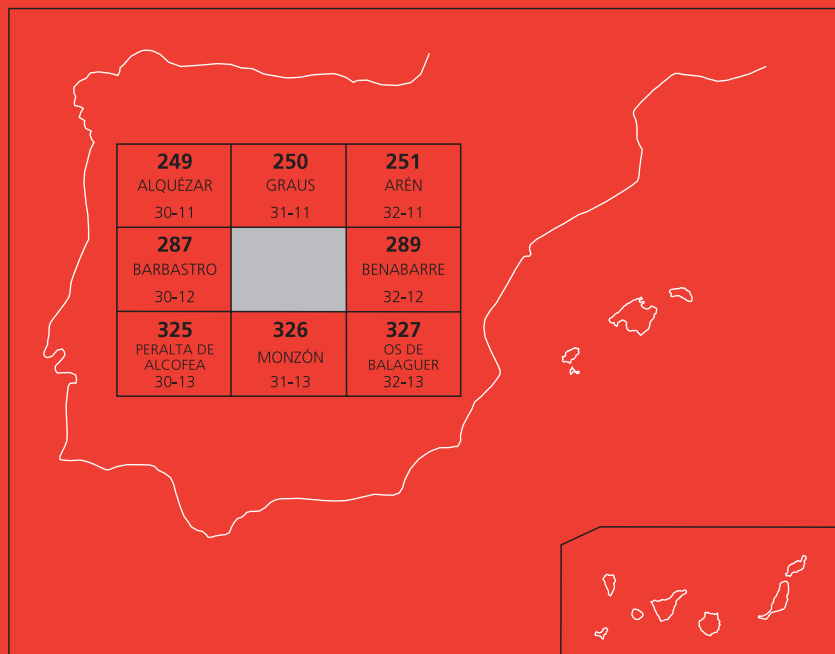




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



FONZ

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

FONZ

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: 064-17-015-3
ISBN: 978-84-9138-036-8
Depósito legal: M-24.010-2017

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

Las presentes Hoja y Memoria (Fonz-288), han sido realizadas por la Unión Temporal de Empresas: Compañía General de Sondeos (CGS) , Informes y Proyectos, S.A. (INYPESA) y Empresa Nacional Adaro, S.A. (ENADIMSA) en el año 1994, bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Mapa geológico

- J. García Senz: cartografía de la mitad oriental (IGME)
- A. Teixell: cartografía de la mitad occidental (IGME)

Memoria

- J. García Senz (IGME)
- A. Teixell (IGME)

Geomorfología

- J.I. Ramírez Merino (CGS)

Geotectónica

- J.J. Navarro Juli (CGS)

Hidrogeología

- R. Rodríguez Santisteban (CGS)

Petrología

- R.M^a. Castaño
- J. García Senz (IGME)

Minería

- F. Leyva Cabello (ENADIMSA)
- J. García Sansegundo (IGME)

Micropaleontología

- J. Ramírez del Pozo (CGS)

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

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

ÍNDICE

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, yesos y carniolas (2). Facies Muschelkalk arcilloso y Keuper	10
2.1.2. Calizas y dolomías (3). Facies Muschelkalk	10
2.2. JURÁSICO	12
2.2.1. Calizas laminadas, dolomías y brechas (4). ¿Rhaetiense?-Hettangiense	12
2.3. CRETÁCICO SUPERIOR	13
2.3.1. Micritas con rudistas y calizas lacustres (5). Campaniense-Maastrichtiense	13
2.3.2. Calizas con rudistas, conglomerados y areniscas (6). Santoniense superior-Campaniense	13
2.3.3. Calizas micríticas con carófitas (7). Facies Garumn. ¿Campaniense?-Maastrichtiense	15
2.3.4. Lutitas versicolores, areniscas en paleocanales y carniolas (8). Facies Garumn. Maastrichtiense	15
2.3.5. Calizas micríticas con silicificaciones (9). Facies Garumn. Maastrichtiense	16
2.4. TERCIARIO	16
2.4.1. Lutitas versicolores, areniscas con microcodium y calizas (10). Facies Garumn. Paleoceno	16
2.4.2. Calizas con microcodium (11). Facies Garumn. Paleoceno	17
2.4.3. Calizas bioclásticas con alveolinas (12). Ilerdiense inferior y medio	17
2.4.4. Calizas y margas con alveolinas y areniscas (13). Ilerdiense medio y superior	19
2.5. TERCIARIO CONTINENTAL	19
2.5.1. Yesos nodulares, lutitas grises y areniscas (14). Fm de Barbastro. Priaboniense-Rupeliense	19

2.5.2. Areniscas, lutitas y yesos nodulares (15). Fm de Salinar. Priaboniense-Rupeliense	20
2.5.3. Calizas limosas, areniscas y lutitas (16). Rupeliense	22
2.5.4. Areniscas, lutitas y brechas calizas (17). Fm de Peralta. Rupeliense	22
2.5.5. Brechas predominantemente calcáreas, areniscas y lutitas (18). Rupeliense-Aquitaniense.....	23
2.5.6. Areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas (19). Fm de Peraltilla. Rupeliense medio-Chattiense.....	24
2.5.7. Brechas con cantos de yeso y caliza y yesos (20). Aquitaniense	24
2.5.8. Areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas (21). Fm de Sariñena. Chattiense-Aquitaniense.....	25
2.5.9. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (22). Lutitas marrones y areniscas (23). Fm de Graus. Chattiense-Aquitaniense.....	25
2.6. CUATERNARIO	27
2.6.1. Cantos y gravas heterolíticas redondeadas (24, 25, 27, 28, 30, 31 y 34). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno	27
2.6.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (26 y 29). Glacis. Pleistoceno	28
2.6.3. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (32). Coluviones. Limos y arcillas con gravas (33). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno	28
2.6.4. Cantos y gravas redondeadas, arenas y limos (35). Aluviales y fondo de valle. Cantos y gravas en matriz areno-arcillosa (36). Conos de dyección. Holoceno	29
3. TECTÓNICA	29
4. HISTORIA GEOLÓGICA	35
5. GEOMORFOLOGÍA	37
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	37
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	38
5.2.1. Estudio morfoestructural	38
5.2.2. Estudio del modelado	39
5.2.2.1. Laderas	39
5.2.2.2. Formas fluviales.....	39
5.2.2.3. Formas poligénicas	40
5.2.2.4. Formas kársticas	41
5.2.2.5. Formas antrópicas	42
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	42
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	42
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	43

- 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....** 44
 - 6.1. RECURSOS MINERALES..... 44
 - 6.1.1. Recursos energéticos 44
 - 6.1.2. Minerales metálicos 44
 - 6.1.3. Minerales industriales 45
 - 6.1.4. Rocas industriales 46
 - 6.2. HIDROGEOLOGÍA 47
 - 6.2.1. Climatología-Hidrología..... 47
 - 6.2.2. Inventario y usos del agua 48
 - 6.2.3. Caracterización hidrogeológica..... 49

- 7. BIBLIOGRAFÍA.....** 51

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Fonz se encuentra en las estribaciones meridionales de la cadena Pirenaica, en la provincia de Huesca. En su parte occidental está caracterizada por terrenos de poca altitud, surcados de norte a sur por el cauce del río Cinca. Su parte central y oriental está constituida por relieves esencialmente calcáreos de mayor entidad (Sierras Marginales del Pirineo), por los que discurre el río Ésera. Dicho río confluye con el Cinca en las proximidades de la localidad de Olvena, en la parte central de la Hoja, y en su parte septentrional está confinado en el Embalse de Barasona.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Fonz incluye parte del frente meridional pirenaico, representado por las referidas Sierras Marginales, y el borde norte de la cuenca de antepaís del Ebro. Las Sierras marginales ocupan la parte central y suroriental de la Hoja, estando integradas por rocas mesozoicas y terciarias afectadas por una intensa tectónica de cabalgamientos y pliegues. Al norte de la Sierras se encuentra una zona relativamente deprimida y poco deformada ocupada por rocas terrígenas terciarias integrantes de la cuenca de Graus.

Los materiales de la cuenca del Ebro son asimismo esencialmente terrígenos, y de origen continental. Aunque su deformación suele ser escasa, frecuentemente muestran relaciones sintectónicas con algunas de las principales estructuras. Afloran principalmente en el borde meridional de la Hoja, aunque los más recientes de ellos ocupan de forma extensiva la parte occidental de la Hoja, cubriendo discordantemente a las Sierras Marginales. Entre estos materiales se observan afloramientos diapíricos de materiales triásicos.

En toda la Hoja el relieve es moderadamente accidentado. Las cotas máximas se sitúan por encima de 1.000 m en las Sierras Marginales (sierra de Carrodilla), registrándose desniveles de hasta 700 m con respecto al valle del Cinca. La red fluvial se halla encajada a excepción del curso del Cinca, que discurre en un amplio valle caracterizado por extensos depósitos cuaternarios. En el resto de la Hoja las acumulaciones cuaternarias son de menor importancia relativa, y corresponden principalmente a acumulaciones de ladera y de fondo de valle.

1.2. ANTECEDENTES

Las referencias más antiguas a la geología del área abarcada por la Hoja de Fonz son de carácter muy general, y pueden encontrarse en los trabajos de MALLADA (1878), DALLONI (1910) y SELZER (1934).

La estructura de las Sierras Marginales y de la Cuenca del Ebro en la región ha sido tratada por REYNOLDS (1987), MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ (1988) y MARTÍNEZ PEÑA (1991), que presentan mapas esquemáticos locales y diversos cortes transversales. Finalmente, SENZ y ZAMORANO (1992) presentan un corte compensado transversal de las estructuras del borde norte de la Cuenca del Ebro y de las Sierras Marginales, en el que se integran las relaciones tectónica-sedimentación con las diversas unidades estratigráficas terciarias. De estos trabajos se dará referencia en los capítulos temáticos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la presente cartografía, los sedimentos mesozoicos y del eoceno marino afloran ampliamente en las sierras de la Carrodilla y Urbiego. Encima se sitúa discordante una delgada cobertera de Oligo-Mioceno ocupando extensas zonas con menor relieve estructural. Las potentes series continentales del Eoceno superior-Oligoceno del margen norte de la cuenca del Ebro afloran en una pequeña área triangular del límite suroriental de la Hoja cabalgadas por las Sierras. Los sedimentos cuaternarios recubren principalmente el valle del río Cinca.

El Jurásico inferior se encuentra solo en las escamas más meridionales de la Sierra de Carrodilla, con una serie incompleta. En el resto de afloramientos, el Senoniense se halla directamente sobre el Keuper. Los sondeos profundos situados en la esquina NE de la Hoja (LANAJA, 1987), revelan que bajo la cobertera de sedimentos oligo-miocenos, el Cretácico superior y el Liásico presentan series más potentes y completas que las que afloran al sur, pudiendo existir muy reducidos el Jurásico medio y el Cretácico inferior.

2.1. TRIÁSICO

2.1.1. Lutitas versicolores, yesos y carniolas (2). Facies Muschelkalk arcilloso y Keuper

Ocupan extensos afloramientos en la Hoja. Se han cartografiado como una sola unidad debido a su complejidad estructural, que dificulta su estudio e identificación. En algunos afloramientos se han observado lutitas rojas bajo las calizas del Muschelkalk en contacto normal, pero su espesor y posición en la serie de desconoce.

La Facies Keuper está mejor caracterizada. Comprende un tramo inferior de espesor estimado no superior a 250 m, formado por yesos grises y rojizos con intercalaciones lutíticas, situado en contacto brusco con el techo del Muschelkalk. La presencia de manantiales salinos en Aguinaliu y Calasanz indica que contiene cloruros en el subsuelo. En casi toda el área cartografiada el Cretácico superior se superpone directamente a las lutitas y yesos, pero localmente está preservado un tramo superior formado por lutitas vinosas, grises o verdosas con intercalaciones de carniolas y delgadas capas de calizas dolomíticas arcillosas laminadas. En la ermita de Vilet (Fig. 1) se han medido 74 m de la parte alta del Keuper entre las ofitas y las calizas del ¿Rhaetiense-Hettangiense?

La asociación yesos, lutitas y cloruros del tramo inferior se interpreta como depósitos de "sabkha", mientras que el tramo superior puede interpretarse como depósitos de llanura lutítica aluvial.

2.1.2. Calizas y dolomías (3). Facies Muschelkalk

Los afloramientos más extensos se alinean siguiendo el margen norte de las Sierras, desde la Puebla de Castro hasta Purroy de la Solana. De forma aislada afloran alrededor de los pueblos de Estada y Estadilla. La estratigrafía de estas rocas es difícil de estudiar debido a su deformación. En la carretera de Aguinaliu se han medido 71 m de espesor en dos tramos básicamente calizos, el yacente no aflora.

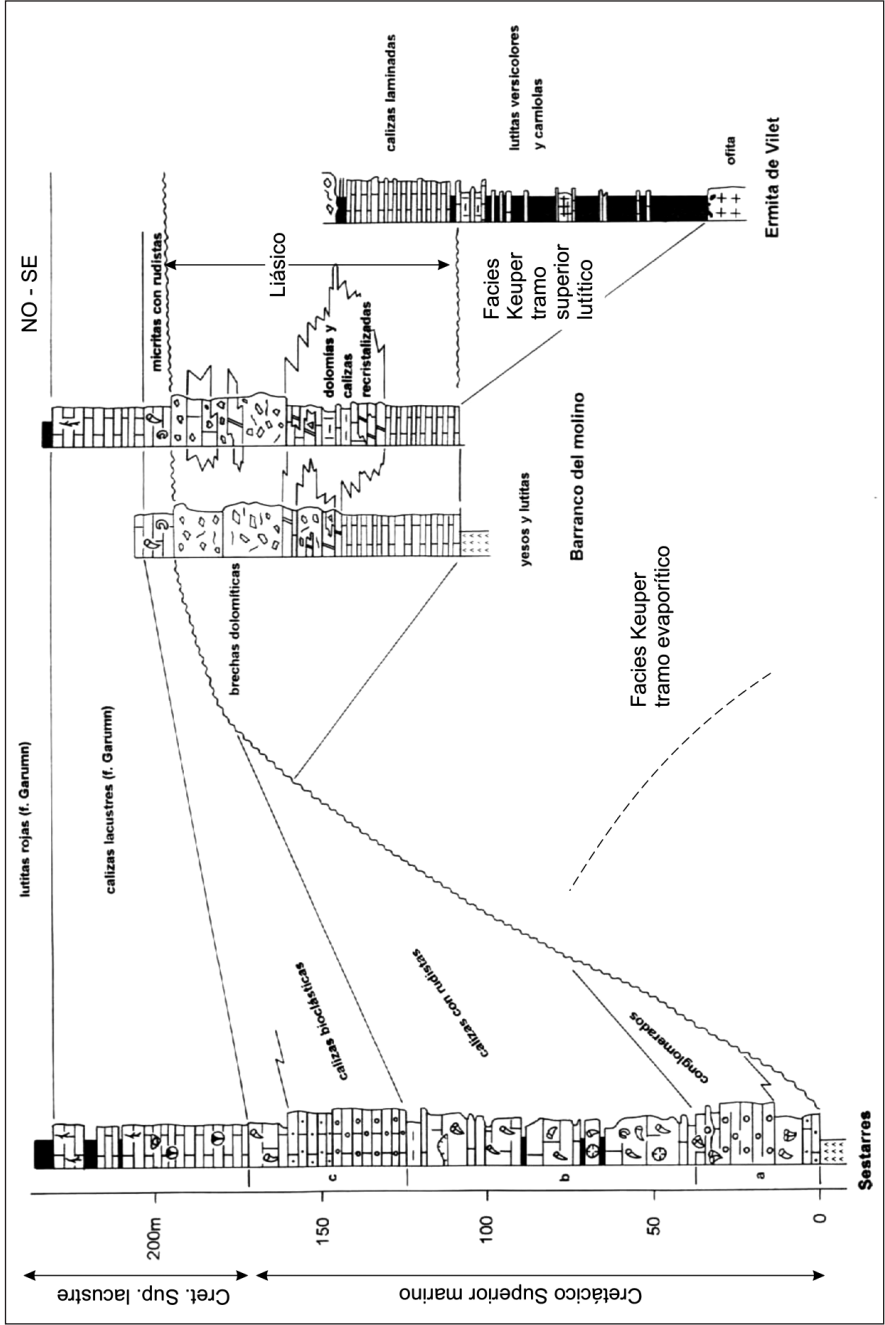


Fig. 1.- Correlación de columnas en las escamas frontales de la sierra de la Carrodilla, con referencia a las Unidades y tramos litológicos descritos en el texto.

- a) Los primeros 60 m están formados por calizas micríticas oscuras o grises, con abundante materia orgánica y óxidos, bien estratificadas con algunos niveles finamente laminados e intercalaciones delgadas de calizas con intraclastos redondeados, filamentos de *Hyalobia*, pequeños *Ammodiscidae*, *Frondicularia woodwardi*, ostrácodos, bivalvos, restos de crinoideos y gasterópodos. Se interpretan como facies primareales de rampa carbonática.
- b) El segundo tramo caracteriza bien el techo del Muschelkalk en esta área. Comprende dos ciclos positivos de unos 5 m de espesor cada uno. El inferior se compone a su vez de secuencias menores que comienzan por "grainstones" esparíticos de ooides clasificados en láminas separadas por micrita, siguen dolomías con estratificación cruzada sigmoidal de hasta 10 cm de talud y fauna silicificada y terminan por micritas o dolomías finas litográficas con bivalvos que gradan progresivamente a lutitas micáceas de color crema a techo del ciclo. La base del segundo ciclo es un paquete masivo de dolomías con estratificación cruzada, sobre el que se superponen capas laminadas de dolomías limosas de 5-20 cm de espesor con moldes de evaporitas y separadas por interbancos milimétricos de lutita, terminando en una capa con brechas. Se interpretan como ciclos de somerización en una rampa carbonática, desde ambiente submareal de shoals oolíticos a ambiente supra-mareal.

2.2. JURÁSICO

2.2.1. Calizas laminadas, dolomías y brechas (4). ¿Rhaetiense?-Hettangiense

Aflora solo en las escamas más meridionales del frente de cabalgamiento de las Sierras, con dos términos distintivos:

- a) Sobre las carniolas del tramo alto del Keuper, se sitúan en contacto brusco 37 m de calizas micríticas de color beige claro, bien estratificadas en capas de 2-25 cm de espesor, con laminación paralela muy fina y a veces estratificación ondulada, asociada a morfologías de "ripples". Se intercalan capas con intraclastos, bioclastos, oolitos y algún oncoide, agrupados en niveles milimétricos separados por micrita, marcando la laminación. En la parte media-alta del tramo abundan capas intraesparíticas más gruesas y en los últimos 3 m hay delgados interbancos de lutita y algún estromatolito. Contienen *Frondicularia*, ostrácodos, gasterópodos y restos de crinoideos. Se interpretan como carbonatos perimareales. Es dudoso si este tramo corresponde a las "Calizas inferiores" de GARRIDO-MEGÍAS (1973) atribuidas al Rhaetiense, o a la unidad de "Calizas con ostracodos y calcosquistos bituminosos" de este mismo autor atribuida al Hettangiense.
- b) La parte superior de la barra caliza descrita pasa lateral y verticalmente de forma muy irregular a una asociación litológica formada por calizas recristalizadas ferruginosas, dolomías brechoides oscuras con cristales gruesos y brechas desorganizadas y mal estratificadas. Las brechas son predominantes en la parte alta de la sucesión, con cantos heterolíticos angulosos de hasta 1,3 m compuestos por micritas laminadas, dolomías y calizas recristalizadas, soportados por una matriz limoso-arenosa. El espesor máximo medido es de 65 m, correspondiendo este tramo a la "Brecha dolomítica" de GARRIDO-MEGÍAS (1973)

atribuida al Hettangiense superior. Encima se hallan directamente las calizas del Cretácico superior, faltando el resto del Lías. Esta asociación litológica se interpreta como resultado de procesos diagenéticos de crecimiento de evaporitas, dolomitización, disolución y colapsos, debidos a la percolación de aguas hipersalinas a través de facies carbonáticas perimareales similares a las infrayacentes (tramo a).

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

2.3.1. Micritas con rudistas y calizas lacustres (5). Campaniense-Maastrichtiense

El Cretácico superior disminuye bruscamente de espesor en las escamas más meridionales, de manera que no es posible separar a la escala de esta cartografía las calizas marinas de las calizas lacustres, por lo que se han representado en una sola unidad comprensiva. Es interesante reseñar que la mayor disminución de espesor corresponde al término marino (Fig. 1). Normalmente el yacente de esta Unidad son las calizas del Lías, sugiriendo que la preservación del Liásico está asociada con esta aguda flexión del margen de la cuenca del Cretácico superior. Se distinguen:

- a) Un tramo inferior de calizas marinas de unos 9 m de espesor con coloraciones rosadas o salmón, que lateralmente puede estar dolomitizado. Su base localmente es brechosa, con intraclastos oscuros, arena de cuarzo y un horizonte con cristales de microcodium. Está formado por "mudstones-wackstones" de miliólidos con intercalaciones de bancos micríticos de rudistas silicificados. Contienen *Moncharmontia apenninica*, *Moncharmontia apenninica compressa*, *Scandonea samnitica*, *Stensiönia surrentina* y *Vidalina hispánica*. En los últimos metros se desarrollan texturas fenestrales y los miliólidos coexisten con talos de caráceas.
- b) Un tramo superior de carácter lacustre, formado por 15 m de micritas grises con caráceas, ostrácodos, trozos de gasterópodos e intraclastos. El techo se ha situado bajo las lutitas rojas del Garumniense (8).

La sucesión descrita se interpreta como depósitos de plataforma carbonática interna que progresivamente evoluciona a un ambiente supramareal y finalmente lacustre carbonático.

2.3.2. Calizas con rudistas, conglomerados y areniscas (6). Santoniense superior-Campaniense

Esta Unidad se caracteriza por la asociación de calizas bioclásticas con variable proporción de terrígenos y calizas arrecifales con rudistas. La distribución de estas litologías cambia a lo largo de la Hoja, existiendo áreas como la confluencia del barranco del Rotizno con el de Mallorca donde la sucesión es predominantemente bioclástica. El espesor es variable y se incrementa en general hacia el norte. GARRIDO-MEGÍAS (1973) cita 258 m en su serie "Juseu", mientras que VAN HOORN (1970) da un espesor de unos 180 m en una serie al sur de Agualiu. Para su descripción nos basaremos principalmente en la serie de Sestarres, situada 1,5 km al NO de Calasanz (Fig. 1), donde se han medido 173 m con los siguientes términos:

- a) Se inicia por unos 40 m de calizas bioclásticas pardas con variable proporción de terrígenos y calizas arrecifales en contacto con el Keuper. En muchas escamas de la mitad

meridional de la Hoja, los terrígenos forman una cuña muy característica de areniscas y conglomerados cuarcíticos de color blanco con alteraciones amarillentas, intercalada entre las calizas con rudistas en colonias. Estos conglomerados tienen cantos angulosos mal seleccionados, con tamaños máximos de hasta 5 cm, soportados por arena muy gruesa y grava. Aunque se encuentran muy desagregados debido a su poca cementación, se han observado cicatrices erosivas ferruginizadas tapizadas por cantos y estratificación cruzada de gran escala con taludes mayores de 1 m. Localmente las areniscas presentan un color rojo intenso debido al retrabajamiento del Keuper, habiéndose observado algunos cantos de ofitas. En consonancia con estas observaciones, VAN HOORN (1970) cita la presencia de granos de cuarzo idiomórfico removidos del Keuper durante la transgresión cretácica. Contiene foraminíferos: *Lacazina elongata*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, *Dictyopsella kiliani*, *Choffatella Rugoretis*, *Paracoskolina*, *Moncharmontia apenninica*, *Quinqueloculina*, *Idalina antiqua*, *Cuneolina pavonia* y *Cuneolina cylindrica*. Se le atribuye una edad Santoniense superior.

Se interpretan como sedimentos someros de plataforma mixta, en la que coexisten construcciones arrecifales de rudistas con terrígenos de ambiente litoral ligados a abanicos deltaicos. Estos depósitos son característicos de la base de la transgresión diacrónica del Cretácico superior en las Sierras Marginales.

- b) Sobre el tramo anterior se hallan 87 m de calizas con proporción de limo variable. Son bancos biostromales de rudistas, principalmente radiolíticos y en menor proporción corales ramosos y hemisféricos, abundantes algas rojas y briozoos. Abundan los miliólidos, fragmentos de equínidos, braquiópodos y ostrácodos. Son comunes los siguientes fósiles: *Dyclina schlumbergeri*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, *Abrardia mosae*, *Quinqueloculina*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina cylindrica*, *Cuneolina pavonia*, *Idalina antiqua*, *Minouxia lobata*, *Minouxia conica*, *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Moncharmontia apenninica*, *Nezzazatinella picardi* y *Archaeolithothamnium*. Esta asociación junto a su posición estratigráfica permite atribuir a este tramo una edad Santoniense-Campaniense.
- c) 48 m de calizas bioclásticas "packstones-grainstones" con contactos ondulados debido al oleaje. Contiene miliólidos, fragmentos de briozoos, algas rojas, radiolas y pequeños trozos de rudistas, más abundantes hacia la parte alta de la sucesión. Contiene *Murciella cuvillieri*, *Accordiella conica*, *Sulcoperculina* affr. *cubensis*, *Pseudorotalia schaubi*, *Rotalia reicheli*, *Pararotalia tuberculifera*, *Moncharmontia apenninica compressa*, *Vidalina hispanica*, *Scandonea samnitica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazatinella picardi*, *Archaeolithothamnium*, *Halimeda* y *Neomeris*. En los últimos 12 m se desarrollan bancos micríticos de rudistas, a veces silicificados asociados a micritas con miliólidos. El cambio a la unidad (7) se ha situado en la cartografía siempre sobre los últimos bancos de rudistas y cuando desaparecen los miliólidos y aparecen las carófitas. Este cambio se produce de forma brusca o verticalmente en unos 5 m de serie donde coexisten los miliólidos y las carófitas.

Las facies bioclásticas se interpretan como depositadas en zonas de la plataforma batidas por el oleaje, flanqueando áreas más protegidas con sustratos colonizados por parches arrecifales de rudistas, rodofíceas y briozoos. Los bancos micríticos a techo de la Unidad se interpretan como depósitos de plataforma interna, cuya ubicua distribución refleja la tendencia regresiva

y el tránsito a las Facies Garumniense. En base a la asociación de fósiles descrita y a la posición estratigráfica, se atribuye a este tramo una edad Campaniense.

2.3.3. Calizas micríticas con carófitas (7). Facies Garumn. ¿Campaniense?-Maastrichtiense

Presentan grandes variaciones de espesor debido al cierre de la cuenca hacia el sur, pero principalmente debido a que su parte alta pasa lateralmente a las lutitas de la unidad (8). En la serie de Sestarrés sobre la que daremos la descripción (Fig. 1), se han medido 59 m. Más al norte, GARRIDO-MEGÍAS (1973) cita 68 m en la serie "Juseu". Falta parcial o totalmente en la escama más septentrional de calizas situada 1 km al este de Purroy de la Solana, donde un "grainstone" esparítico con miliólidos y lacazinas posiblemente correlacionable con el tramo "b" de la unidad (6), se halla cubierto por lutitas rojas con delgados niveles de calizas limosas litográficas. El sustrato de calizas marinas puede estar pues profundamente truncado. A nivel de afloramiento se observa en el contacto una superficie irregular tapizada por 8 cm de clastos angulosos de calizas limosas y nódulos de sílex. Los clastos se hallan también hasta medio metro bajo el contacto rellenando perforaciones en la caliza marina.

En el resto de áreas de la Unidad comienza siempre por micritas y dismicritas bien estratificadas en bancos decimétricos, con superficies planoparalelas a menudo estilolíticas y laminación milimétrica en algunos niveles asociada a concentración de fauna. Es común la presencia de pequeños nódulos de sílex bastante subesféricos, talos de carófitas, gasterópodos rellenos de esparita y ostrácodos. Se ha observado una capa aislada con miliólidos, *Scandonea samnitica*, *Stensiönia surrentina* y *Ophthalmidium* a 28 metros sobre el muro de la Unidad. Progresivamente se incrementa en la serie la proporción de intraclastos debido a la brechificación de la matriz por bioturbación y fisuras rellenas de esparita, así como la proporción de fragmentos de gasterópodos. En la parte alta, las calizas se agrupan en paquetes de 7-10 m de espesor con desarrollo de rizocreciones a techo, sobre los que se sitúan niveles métricos de lutitas grises y blancas similares a los de la base de la unidad (8) suprayacentes.

Estas litofacies se asocian a un ambiente lacustre carbonático, que progresivamente se va confinando hasta subambientes palustres de llanura aluvial. El nivel marino litoral de miliólidos marca un delgado intervalo transgresivo en la evolución general regresiva de la Facies Garumniense.

Puede correlacionarse con el "Tramo calcáreo inferior" de POCOVÍ (1978). Se le atribuye una edad ¿Campaniense?-Maastrichtiense por comparación con la serie de Castillonroy, donde ULLASTRE y MASRIERA (1983) encuentran la asociación de carófitas *Septorella brachycera* y *Septorella ultima*.

2.3.4. Lutitas versicolores, areniscas en paleocanales y carniolas (8). Facies Garumn. Maastrichtiense

La base se ha situado a techo de los últimos paquetes cartografiados de calizas. En la serie de Sestarrés se ha medido un espesor de 82 m de lutitas versicolores predominantemente rojizas, con abundantes rizocreciones, que pueden intercalar en su parte inferior delgadas capas de calizas lacustres y paleocanales arenosos. Estas capas de calizas contienen una asociación Maastrichtiense

de caráceas: *Ablyochara concava mucronata*, *Peckichara caperata*, *Peckisphaera clavata*, *Pseudo-harrisichara isonae*, *Platychara* sp. y gasterópodos: *Lychnus*. Los paleocanales se hallan agrupados en niveles de hasta 8 m, de espesor, pero individualmente son de pequeñas dimensiones. El espesor máximo observado es de 2,5 m en el núcleo, adelgazándose lateralmente en escasos metros. Están rellenos por arena gruesa a muy gruesa y gravas de cuarzo mal cementadas. Presentan abundantes barras con estratificación cruzada tangencial de alto ángulo y en menor proporción asintótica, en sets de hasta 30 cm de espesor. Debe reseñarse que estas areniscas se encuentran también en las escamas más meridionales de la Sierra de la Carrodilla (Gabasa, ermita de Vilet), permitiendo una buena correlación.

Los cuerpos arenosos corresponden a paleocanales fluviales y las lutitas a depósitos de llanura de inundación, con pequeñas zonas palustres donde se sedimentaron las calizas.

Corresponde al "Tramo margoso inferior" de POCOVÍ (1978), correlacionable con la "arenisca de reptiles" ULLASTRE y MASRIERA (1983) de edad Rognaciense (Maastrichtiense terminal).

2.3.5. Calizas micríticas con silicificaciones (9). Facies Garumn. Maastrichtiense

Esta unidad y la suprayacente (10) se adelgazan en las escamas más meridionales de la Sierras, hasta no ser reconocibles y/o cartografiables. Los 5 primeros metros están formados por capas delgadas de carniolas rojizas, areniscas tabulares amarillentas con granos muy gruesos mal cementados y calizas, intercaladas entre lutitas versicolores. Las calizas tienen textura marmórea, con silicificaciones masivas irregulares características. Encima se sitúa una barra de 16 m de espesor con estratificación difusa, que da un resalte en el relieve. Está formada por micritas gravesas con intraclastos, zonas cristalinas sacaroideas, porosidad fenestral y pseudomorfos de sulfato. Son características las silicificaciones irregulares o en nódulos y costras ferruginosas sobre todo hacia el techo. Contiene microcodium, caráceas y ostrácodos. Se interpretan como depositadas en un ambiente lacustre/palustre.

Puede correlacionarse con el "Tramo calcáreo medio" de POCOVÍ (1978), y con la "Caliza de Vallcebre", en cuyo techo ULLASTRE y MASRIERA (1983) sitúan convencionalmente el límite Cretácico/Paleoceno.

2.4. Terciario

2.4.1. Lutitas versicolores, areniscas con microcodium y calizas (10). Facies Garumn. Paleoceno

Consiste en unos 20 m de lutitas versicolores con predominio de tonalidades amarillas. Incluyen una delgada intercalación de areniscas en su base en la que todo el volumen de la roca está alterado por microcodium, e intercalaciones de calizas con textura pulverulenta.

Corresponde al "Tramo margoso superior" de POCOVÍ (1978) y a la unidad "Capas con microcodium" donde ULLASTRE y MASRIERA (1983) citan *Vidaliella gerundensis* y *Physa*, indicativas de una probable edad Thanetiense (Paleoceno).

2.4.2. Calizas con microcodium (11). Facies Garumn. Paleoceno

Están en contacto brusco sobre las lutitas de la unidad anterior. Forman una o varias barras calizas que resaltan claramente en el relieve. Se inicia por unos 48 m de micritas con color gris o beige, a veces con textura grumosa y brechificación. Contienen talos de caráceas y microcodium que en determinados niveles puede afectar casi todo el volumen de caliza. Es común la presencia de costras ferruginosas dispersas, más desarrolladas en el último metro del tramo, donde ya aparecen miliólidos coexistiendo con las carófitas y el microcodium.

Sigue un segundo tramo entre 10 y 19 m de espesor, que se inicia por una capa decimétrica de "grainstones" de oolitos y miliólidos muy continua en toda la Sierra de la Carrodilla (Fig. 2). El microcodium se alinea en fracturas que cortan las láminas de ooides. Encima se sitúan micritas de color beige con caráceas, microcodium y niveles con concentración de peletoides y miliólidos, con *Glomalveolina primaeva*, *ophthalmidium*, *Rotalia*, *Discorbis* y ostrácodos. Localmente se observan a techo nódulos y costras ferruginosas, formando un suelo endurecido poco desarrollado.

Se interpretan como facies condensadas lacustres/palustres, que hacia el techo se interdigitan con facies marinas de plataforma restringida formando secuencias somerizantes. La presencia de *Glomalveolina primaeva* permite asignar al segundo tramo una edad Thanetiense. Equivale al "Tramo calcáreo superior" de POCOVÍ (1978).

2.4.3. Calizas bioclásticas con alveolinas (12). Ilerdiense inferior y medio

Concordante con la unidad anterior y en contacto brusco, se sitúa una serie relativamente monótona de "packstones-grainstones" de bioclastos bien clasificados, con estratificación frecuentemente ondulada o nodulosa y a veces cruzada formando grandes barras. El espesor máximo (unos 374 m) se localiza en el sinclinal de Buñero, pero varía según su eje. Más al sur, en el barranco del Congustro se han medido 186 m. Se ha observado una ciclicidad basada principalmente en las asociaciones de foraminíferos bentónicos (Fig. 2), que refleja cambios desde ambiente de plataforma restringida a plataforma abierta, con las siguientes facies: 1) Calizas bioclásticas con numerosas alveolinas, orbitolítidos, miliólidos. Corresponden a un ambiente de plataforma protegida y son las facies que alcanzan más espesor y desarrollo. 2) "Grainstones" formados casi exclusivamente por algas, *Lithoporella melobesioides* y *Corallina*, con alveolinas raras o inexistentes. Corresponden a ambientes de plataforma protegida. Se observan ciclos que comienzan por estas facies y progresivamente pasan a calizas con alveolinas. 3) Calizas con corales, muchas algas rojas incrustantes y en menor medida alveolinas y miliólidos. También abundan los gasterópodos y ostreidos. Tienen poco espesor y son facies arrecifales asociadas a niveles condensados. 4) Calizas con escasas alveolinas, numerosos nummulites, discocyclinas y assilinas. Corresponden a un ambiente de plataforma abierta. En general en toda la sucesión se encuentran algas dasycladáceas, briozoos y fragmentos de equinodermos, aunque estos últimos alcanzan mayor proporción en las facies con nummulites. Los fósiles pueden estar micritizados en distintos grados. La Unidad se ha dividido en tres tramos (Fig. 2).

- a) La base se sitúa en la aparición brusca de calizas con alveolinas y es el tramo con mayor ciclicidad de facies. Contienen *Alveolina dolioformis*, *A. cucumiformis*, *A. varians*,

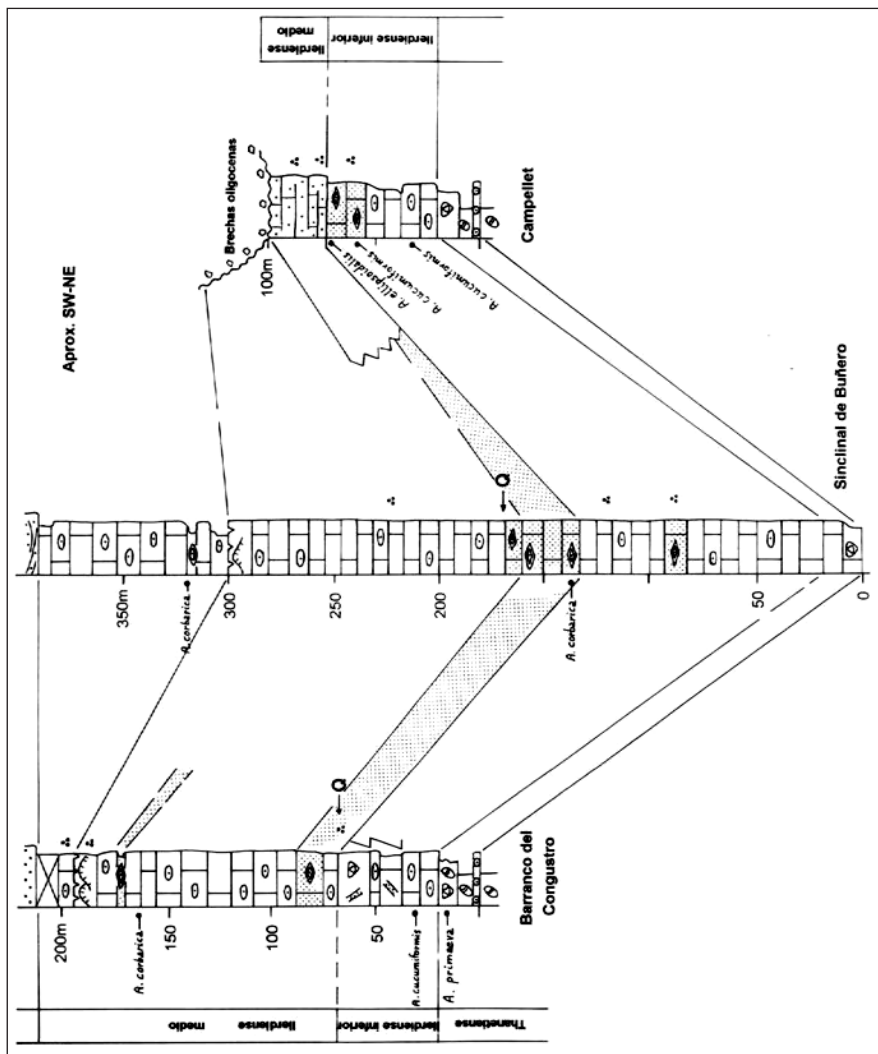


Fig. 2.- Correlación de columnas del Paleógeno marino.

Opertorbitolites gracilis, *Nummulites praecursor*, y en el techo *Alveolina ellipsoidalis* y *Assilina arenensis*. Se identifican las biozonas de alveolínidos de *A. cucumiformis* y *A. ellipsoidalis*, y la biozona de *Assilina arenensis*, del llerdiense inferior.

- b) La base está bien definida en el margen norte de la sierra de la Carrodilla por la aparición brusca de un potente tramo de calizas bioclásticas muy arenosas y glauconíticas de coloraciones ocres. Los granos son de cuarzo y rocas metamórficas. Este intervalo se ha correlacionado de forma aproximada con la base de un paquete muy continuo de calizas con nummulites, donde se detecta una entrada de arena de cuarzo. Encima se sitúa un potente intervalo de calizas con predominio de facies con alveolinas, que termina en un suelo endurecido ferruginoso muy ubicuo asociado a calizas con corales, algas rodofíceas incrustantes y concentraciones de ostras y moluscos. Contiene *Alveolina aragonensis*, *A. decipiens*, *A. ilerdensis*, *A. Corbárica*, *A. Rotundata*, *Opertorbitolites gracilis*, *Nummulites cf. exilis*, *N. cf. globulus nanus*, *N. cf. ataticus*, *Assilina sp.*, pertenecientes a la biozona de *Alveolina corbárica* del llerdiense medio. Estos datos apuntan a una equivalencia del citado tramo de calizas arenosas glauconíticas con la unidad de "areniscas de la Baronía" en la Vall d'Ager.
- c) Entre el suelo endurecido descrito y las areniscas basales de la Unidad (13) se sitúan paquetes de calizas bioclásticas y calizas limosas, con alveolinas, grandes gasterópodos y ostras. Su espesor es muy variable y localmente pueden llegar a desaparecer. Contiene *Alveolina ilerdensis*, *A. rotundata*, *A. aragonensis*, *A. decipiens*, *A. triestina*, *A. aff. canavarii*, *Nummulites exilis*, *Opertorbitolites latimarginalis*, pertenecientes a las biozonas de *Alveolina corbárica* y *Nummulites exilis* del llerdiense medio.

2.4.4. Calizas y margas con alveolinas y areniscas (13). llerdiense medio y superior

Son los estratos marinos más modernos que se hallan en la Hoja, aflorando de forma discontinua y siempre bastante cubiertos. Se ha medido un máximo de 215 m. Se inicia por unos 10 m de litarenitas rojizas muy gruesas y poco cementadas, con granos de calizas, rocas metamórficas, cuarzo, "chert" y raros rotálidos y briozoos. Se han observado cantos blandos, estratificación cruzada en surco y estructuras de migración lateral. Se interpretan como depósitos de *shoreface*. Encima se sitúan paquetes de biomicritas con proporción de limo variable y estratificación nodular, que alternan con margas ferruginosas pardoamarillentas, grises y verdosas. Contienen *Alveolina ilerdensis*, *A. canavarii*, *Opertorbitolites latimarginalis*, *O. gracilis*, y sobre el metro 76 de la serie *Alveolina trempina*. Abundan también los miliólidos, algas, acumulaciones de ostras y grandes gasterópodos. Se interpretan como depósitos someros de plataforma carbonática interna. Se le atribuye una edad llerdiense medio y superior (biozona de *A. trempina*), ello apunta a una equivalencia parcial o total con la unidad de "areniscas de Ager".

2.5. Terciario continental

2.5.1. Yesos nodulares, lutitas grises y areniscas (14). Fm de Barbastro. Priaboniense-Rupeliense

La Formación de Barbastro (QUIRANTES, 1969) es una potente formación evaporítica característica del margen norte de la cuenca del Ebro, que hacia el margen pirenaico se interdigita con

sedimentos terrígenos de carácter aluvial. Los pequeños afloramientos de la cartografía corresponden precisamente a estas interdigitaciones.

En el núcleo del anticlinal de Peralta se observa una serie muy deformada de lutitas grises con intercalaciones de capas tabulares de areniscas con "ripples" ascendentes y de oscilación y paquetes de yesos. Esta sucesión fue incluida por SENZ y ZAMORANO (1992) en el primer ciclo de la formación detrítica del Salinar (Fig. 3), pero debido a su carácter lutítico-evaporítico, se ha optado aquí por cartografiarla como una indentación de la Fm de Barbastro. En el subsuelo existe halita como demostró el sondeo realizado por "Salpura S.A." en el barranco del Salinar, cortándose lutitas con intercalaciones salinas entre 0-60 m y cloruros masivos entre 60-150 m. Una asociación litológica similar a la descrita, también correspondiente a los niveles estratigráficamente más bajos de la formación, fue atravesada en los sondeos de Monzón-1 y Eslús-1 situados en la cuenca del Ebro.

Otra cuña de la Fm de Barbastro aflora en el flanco norte del sinclinal de Alins, al sur de Alins del Monte. Está formada por yesos blancos con interbanco de lutita gris y texturas nodulares o enterolíticas, que cartográficamente se interdigitan hacia el NE con lutitas marrones y verdosas que intercalan delgadas capas de arenisca y yeso nodular. Superiormente está en contacto estratigráfico con la base de la Fm de Peraltilla (9) y corresponde por tanto al tramo más alto de la formación.

Finalmente, en la confluencia de los ríos Cinca y Vero aflora verticalizada en el flanco norte del anticlinal de Barbastro una potente serie de yesos nodulares con una intercalación de paleocanales arenosos y lutitas rojas, que pasan progresivamente a yesos hacia el oeste. Esta cuña detrítica se ha interpretado como perteneciente a la Fm de Salinar.

La Fm de Barbastro se interpreta regionalmente como depósitos de lago salino efímero asociado a las partes distales de abanicos aluviales de procedencia pirenaica. Su edad se acota entre el Priaboniense superior (techo del Eoceno marino) y el Rupeliense medio (base de la Fm de Peraltilla).

2.5.2. Areniscas, lutitas y yesos nodulares (15). Fm de Salinar. Priaboniense-Rupeliense

Para la descripción de los afloramientos del anticlinal de Peralta nos basaremos en la serie del barranco del Salinar (Fig. 3), situada muy cerca en la contigua Hoja de Monzón (31-13). Como se ha expuesto anteriormente, el primer ciclo de esta serie se ha incluido en la Fm de Barbastro (14) y se caracteriza por una asociación lutítico-evaporítica con coloraciones grises, que termina con gruesas capas de yeso muy brechificadas por fallas. La base de la unidad cartográfica (15) coincide con el cambio a coloraciones rojizas dominantes al inicio del segundo ciclo de facies.

El segundo ciclo tiene 540 m de espesor y presenta una secuencia de progradación-retrogradación aluvial. Su parte inferior se caracteriza por la asociación de lutitas rojas con nódulos de yeso, lutitas grises y areniscas en capas tabulares delgadas con "ripples" ascendentes y laminación convolucionada. Se interpretan como producto de avenidas en lámina. La parte media está dominada por cuerpos arenosos laxos mal canalizados, con estratificación cruzada de surco, superficies erosivas y morfologías convexas. En menor proporción hay cuerpos marcadamente

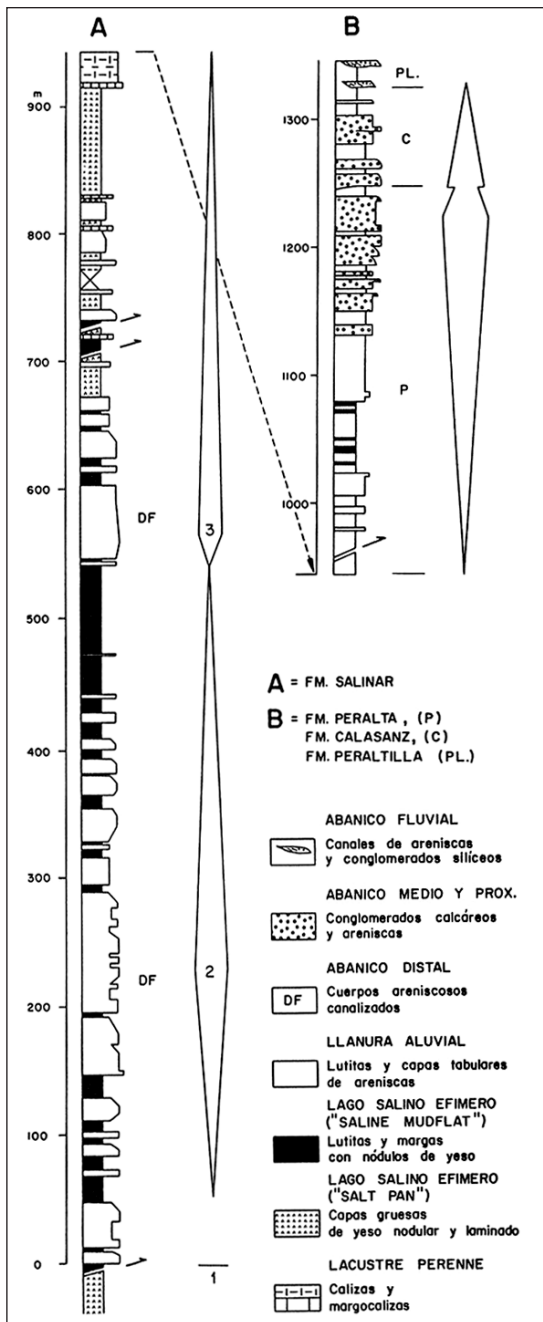


Fig. 3.- Columna estratigráfica en el barranco del Salinar (flanco sur del anticlinal de Peralta) donde se muestran las principales asociaciones de facies y la ciclicidad a gran escala (SENZ y ZAMORANO, 1992).

canaliformes de poca continuidad y otros más extensos con superficies de acreción lateral. Se interpretan como canales estables situados en la zona externa del abanico fluvial. Hacia la parte alta del ciclo la proporción de arenisca vuelve a decrecer, dominando las lutitas grises o rojas con yeso nodular.

El tercer ciclo de unos 375 m de espesor presenta un intervalo progradante reducido seguido de una importante retrogradación. Se inicia por capas gruesas de arenisca de morfologías tabulares o lobulares seguidas de lutitas y margas laminadas que intercalan capas delgadas de arenisca con estratificación "linsen", "wavy" o "flaser". Se interpretan como depósitos de llanura aluvial y lacustres terrígenos someros. Contienen caráceas: *Hornichara blayaci*, *Psilochara*, *Stephanochara pinguis* y ostrácodos, del intervalo Priaboniense superior-Oligoceno inferior. En el barranco del Salinar, la parte alta del ciclo contiene gruesos paquetes de yeso con texturas enterolíticas y lutitas grises. Siguiendo el flanco anticlinal desde esta localidad hacia el NE, los yesos pasan de forma progresiva en la lateral a areniscas y lutitas aluviales.

En conjunto la Fm de Salinar se interpreta como facies distales de un extenso sistema fluvial de procedencia pirenaica. Puede atribuírsele una edad Priaboniense superior-Rupeliense por su relación lateral con la Fm de Barbastro.

2.5.3. Calizas limosas, areniscas y lutitas (16). Rupeliense

Aflora verticalizada con unos 150 m de espesor en el flanco sur del anticlinal de Peralta, formando una cresta de color amarillento que destaca entre las formaciones rojizas encajantes. El tramo inferior comprende una alternancia de limolitas carbonáticas grises y amarillentas con capas delgadas tabulares de areniscas y en menor proporción capas de yeso de hasta 50 cm de espesor. El contacto con la unidad (15) infrayacente parece ser transicional. Hacia la parte alta predominan las limolitas carbonáticas, desaparecen los yesos y se encuentran calizas lacustres muy arenosas, delgados niveles de ostracoditas, estromatolitos y niveles de brechas calizas centimétricas. Las limolitas carbonáticas se caracterizan por una laminación paralela fina, moldes de evaporitas y concentraciones de pequeños bivalvos del género *Cyrena* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1929).

La asociación litológica descrita caracteriza a un ambiente lacustre carbonático, salino, muy somero y con aportes terrígenos. La existencia de brechas calizas de procedencia local induce a pensar que esta unidad se relaciona con la Fm de Peralta suprayacente. Se le atribuye una edad Rupeliense dado que se indenta con la parte media-superior de la Fm de Barbastro.

2.5.4. Areniscas, lutitas y brechas calizas (17). Fm de Peralta. Rupeliense

En el flanco sur del anticlinal de Peralta tiene unos 730 m de espesor y se sitúa en contacto brusco con las limolitas carbonáticas de la unidad (16). El límite superior se sitúa en una brusca progradación de brechas que se interdigitan con los paleocanales de la Fm de Peraltila (19). Aflora muy verticalizada formando unas crestas rojizas ruiformes visibles desde la carretera que une Peralta de la Sal y Calasanz. Su parte inferior está formada por lutitas rojas y capas delgadas de areniscas con esporádicas intercalaciones de brechas calizas centimétricas. Contienen "ripples", laminación paralela, grietas de desecación y moldes de evaporitas. Hacia la parte alta

las capas arenosas son más gruesas, formando cuerpos tabulares mal canalizados con predominio de estratificación horizontal remarcada por alineaciones de brechas.

Las facies descritas se interpretan como depositadas por avenidas en lámina en la parte media-distal de abanicos aluviales con elevado gradiente y área fuente en las escamas frontales de la Sierra de la Carrodilla. Lateralmente se relacionan con paquetes masivos de brechas (18) correspondientes a zonas proximales del abanico. Del mismo modo se interpreta que hacia el SO, la Fm de Peralta se interdigita en el subsuelo con la parte alta de la Fm de Barbastro. Cartográficamente, esta relación se observa en el barranco del Enforcal, al sur de Alins del Monte.

En el flanco norte del anticlinal de Peralta, las limolitas carbonáticas de la unidad (16) están ausentes, y las facies aluviales de la Fm de Peralta progradan sobre lutitas grises con capas de yeso que pueden alcanzar varios metros de espesor. De forma esporádica se encuentran intercalados paleocanales fluviales con estructuras de barras entre las facies laminadas. Al SO de Gabasa, los paleocanales alcanzan 2 m de espesor y una continuidad lateral mayor de 100 m, observándose superficies de acreción lateral.

Es interesante reseñar que 1.500 m al SE de Aguinaliu se encuentran entre los yesos del Keuper un pequeño "horse" que contiene una serie invertida de lutitas rojas y areniscas con "ripples" escalantes, en una facies aluvial continental similar a la Fm de Peralta.

Por su posición estratigráfica respecto a las formaciones del Salinar y Peraltilla, puede atribuirse a la Fm de Peralta una edad Rupeliense.

2.5.5. Brechas predominantemente calcáreas, areniscas y lutitas (18). Rupeliense-Aquitaniense

El área cartografiada contiene grandes volúmenes de sedimentos clásticos provenientes de la erosión de las Sierras de la Carrodilla y Ubierno. Fueron depositados en abanicos aluviales de distinto tamaño con un rango de edad muy amplio. A pesar de ello, se han agrupado en una sola unidad debido a la similitud de sus facies y debido a que no siempre pueden correlacionarse con las formaciones definidas. Esto es especialmente significativo para los depósitos situados en depresiones estructurales sobre las Sierras.

En los afloramientos de la cuenca del Ebro, las facies proximales más antiguas están emplazadas junto al cabalgamiento frontal de las Sierras, pasando en corto espacio a facies medias y distales muy bien desarrolladas (Fm de Peralta). Las brechas suprayacentes, denominadas formación de Calasanz (SENZ y ZAMORANO, 1992), son más extensivas hacia la cuenca del Ebro y tienen mayor proporción de cuerpos canalizados. En el sinclinal de Alins alcanzan 850 m de espesor y se interdigitan directamente con los paleocanales fluviales de la Fm de Peraltilla, de forma que las facies distales del abanico no se desarrollaron.

La sierra de la Carrodilla se sumerge bajo las formaciones de Sariñena y Graus en la depresión del río Cinca, delimitando un área de gran relieve estructural. Sobre las calizas se encuentran volúmenes importantes de depósitos aluviales, magníficamente expuestos en el congosto de Olvena. Se observan bloques adheridos a los paleorelieves calizos correspondientes a facies de

ladera, sobre las que se superponen brechas y conglomerados calizos amalgamados con pobre clasificación, escasez de barras y numerosas cicatrices erosivas marcando una estratificación horizontal irregular, indicativa de un predominio de los procesos de flujo en lámina. Corriente abajo se desamalgaman progresivamente interdigitándose con lutitas y areniscas. Facies similares pero volumétricamente menos importantes se hallan adheridas de forma discontinua a las pequeñas escamas tectónicas del margen norte de la Sierra.

Los abanicos aluviales desarrollados enteramente sobre la lámina cabalgante, que no se interdigitan con otras formaciones, constituyen el "sistema deposicional colgado" de REYNOLDS (1987). Presentan facies de brechas masivas desorganizadas que pasan corriente abajo a extensos paleocanales ("sheets") conglomeráticos y arenosos, con predominio de estratificación horizontal, aislados entre lutitas marrones. Las paleocorrientes indican un flujo hacia el sureste y sur, siguiendo la elongación de los afloramientos. En el borde sureste de la Hoja se aprecia una migración del centro de sedimentación hacia el sur, fosilizando las estructuras. Los términos más altos de brechas se indentan con la Fm de Sariñena en la vecina Hoja de Monzón y están en discordancia angular al SE de Gabasa con una unidad de brechas inferior plegada, que se relaciona lateralmente con la Fm de Peralta y tal vez con la de Peraltilla.

2.5.6. Areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas (19). Fm de Peraltilla. Rupeliense medio-Chattiense

La Fm de Peraltilla (QUIRANTES, 1969) es una formación fluvial característica del sector aragonés del margen norte de la cuenca del Ebro. Su techo, tradicionalmente situado en la discordancia de Santa Cilia, ha sido redefinido en trabajos recientes, SENZ y ZAMORANO, SANZ y SAMSÓ. En la Hoja de Fonç aflora exclusivamente en el sinclinal de Alins, con unos 800 m de espesor. Se inicia por capas de areniscas tabulares y lutitas rojas en contacto brusco con yesos, lutitas y capas de calizas del techo de la Fm de Barbastro. En la carretera de Azanuy a Alins del Monte parece observarse una pequeña angularidad entre ambas formaciones. Sobre el tramo basal de espesor decamétrico, formado por facies distales, progradan paleocanales predominantemente conglomeráticos con espesores de hasta 5 m y relleno multiepisódico con numerosas barras. Dominan los cantos de cuarzo, lilitas, rocas paleozoicas y granitos, con una media de 3-5 mm de diámetro en los tamaños grandes. En la zona de interdigitación con los abanicos de área fuente local, se enriquecen en cantos calizos. Los paleocanales se disponen entre lutitas rojas con paleosuelos, muchas veces agrupados en cinturones. Las paleocorrientes medidas se orientan hacia el SO.

Fuera del área cartografiada, en el flanco sur del anticlinal de Barbastro, la base de la formación pertenece a la biozona de *Theridomys mayor*, situada en el Estampiense medio (ÁLVAREZ-SIERRA *et al.*, 1987, AGUSTÍ *et al.*, 1987) que equivale al actual Rupeliense medio. Su techo se sitúa de forma más imprecisa en la base del Chattiense.

2.5.7. Brechas con cantos de yeso y de caliza y yesos (20). Aquitaniense

Junto al pueblo de Estada aflora una serie rojiza de brechas, arenas finas y limos laminados, muy inclinados hacia el este y en discordancia angular sobre los paleocanales arenosos y lutitas de

la Fm Sariñena. Las brechas están estratificadas en capas tabulares delgadas, separadas a menudo por venas de yeso fibroso blanco y algunos interbancos de lutitas versicolores. Contienen cantos angulosos centimétricos (max. 15 cm) de calizas del Muschelkalk y de yesos rojizos del Keuper, cementados por yeso. Corresponden a depósitos de abanico aluvial con área fuente localizada en el afloramiento triásico de Estada-Estadilla. Lateralmente estas facies se relacionan con capas gruesas de yesos grises muy veteados de escaso espesor y continuidad lateral, que afloran sobre lutitas en el valle del río Cinca. Pueden interpretarse como depositadas en una pequeña llanura lutítica salinizada, debido a la carga de sulfatos en las aguas provenientes del reciclaje de las evaporitas del Keuper.

2.5.8. Areniscas y conglomerados silíceos entre lutitas (21). Fm de Sariñena. Chattiense-Aquitaniense

La formación fluvial de Sariñena definida por QUIRANTES (1969) en el margen norte de la cuenca del Ebro, se encuentra en la Hoja fosilizando una gran extensión de la lámina cabalgante de las Sierras. La parte inferior de la formación no aflora, estando expuestos unos 300 m de serie, con una estructura de sinclinorio laxo. Consiste en una alternancia de paleocanales arenicoso-conglomeráticos, con un relleno de barras entre lutitas marrones con zonas coloreadas. Los cantos, bien rodados, están formados por rocas permotriásicas y paleozoicas, cuarzo y calizas. La exposición más continua se halla en el margen derecha del río Cinca. Aquí la proporción de sedimentos depositados en canales es alta (50%), los paleocanales alcanzan espesores de hasta 6 m con morfologías de tipo "sheet", recortadas de forma perpendicular a las paleocorrientes dirigidas principalmente al NO y en menor medida al SO y oeste. Los canales se hallan amalgamados en cinturones, que visualmente pueden seguirse más de un kilómetro, hecho indicativo de inestabilidad lateral.

Los sedimentos descritos forman parte según HIRST y NICHOLS (1986) de la región apical del sistema fluvial de Huesca, que se extiende por el margen norte de la cuenca del Ebro. Una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior parece razonable por correlación con el yacimiento de Santa Cilia a través del flanco norte del anticlinal de Barbastro.

2.5.9. Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (22). Lutitas marrones y areniscas (23). Fm de Graus. Chattiense-Aquitaniense

La denominación de Fm de Graus se usa informalmente para definir un extenso afloramiento de depósitos aluviales continentales situado en el margen sur de la cuenca de Tremp-Graus, que se reconoce desde Alquezar hasta cerca del río Ribagorza. Dada su disposición discordante sobre otras formaciones de la citada cuenca, se les ha denominado a menudo conglomerados o molasas postectónicas, aunque de hecho presentan un notable basculamiento y plegamiento de carácter sintectónico ya reconocido desde los primeros trabajos. En esta cartografía, la Fm de Graus se circunscribe a depósitos aluviales poligénicos predominantemente siliciclásticos, separables de los pequeños cuerpos de brechas calizas que con ellos se indentan (18), aunque en algunos casos tal diferenciación es difícil debido a la elevada proporción de cantos calizos. Los afloramientos en la Hoja de Fonz forman un sinclinorio disimétrico cuyo flanco meridional está limitado por los relieves calizos de las Sierras y coincide aproximadamente con el límite de la

cuenca. El espesor es muy variable debido al relieve estructural del sustrato (plegamiento y basculamiento) y al paleorelieve local. REYNOLDS (1987) cita un espesor de 275 m medidos en una serie por la margen izquierda del embalse de Barasona, potencia similar a la atravesada en el cercano sondeo Benabarre-3 y en el sondeo Benabarre-1 (E) (260 m). Destaca el afloramiento anticlinal de calizas a la altura de Benabarre, que forma un alto estructural en la cuenca y presumiblemente se sumerge hacia el NE. fosilizado por la Fm de Graus, que se halla basculada también en ese sentido. Ejemplos espectaculares de la disposición en "onlap" de los paleocanales aluviales sobre el paleorelieve calizo del citado anticlinal, pueden observarse junto a la ermita de San Gregorio, al este de Aler.

Cartográficamente se han distinguido dos asociaciones litológicas aluviales relacionadas lateral y verticalmente: Conglomerados poligénicos, areniscas y lutitas (22) y lutitas marrones y areniscas (23). Los conglomerados masivos amalgamados se encuentran en los afloramientos extremos del sinclinatorio, indicando que esta facies es muy extensiva en los niveles estratigráficos inferiores. Tienen textura soportada por los clastos, mala clasificación, pobre imbricación, facies predominante Gm, Gp, Gt, en nomenclatura de MIALL (1978), bases erosivas irregulares con marcado "scouring" sobre los delgados niveles de lutitas o arenisca Sh y St que marcan las cicatrices. Predominan las litologías de la zona Axial Pirenaica, conglomerados cuarcíticos del Permotrias, cuarzos, liditas, pizarras paleozoicas y granitos. También abundan los cantos de areniscas eocenas y calizas mesozoicas.

Siguiendo líneas de capa hacia el núcleo del sinclinatorio, ya en términos estratigráficos medios-altos, se aprecia que la proporción de lutita y arenisca se incrementa, los cuerpos de conglomerado se adelgazan en extensas láminas y quedan progresivamente peor conectados. Este paso progresivo a facies distales ocurre en distancias del orden de 3 km, indicando una tendencia retrogradante en la vertical con reducción del tamaño de los sistemas aluviales. Las facies de la unidad cartográfica (23) se sitúan en el centro del sinclinatorio, sobre el alto estructural descrito. Son lutitas marrones con intercalaciones de capas tabulares de areniscas y limos con estratificación cruzada, paralela y "ripples". Esporádicamente se encuentra algún paleocanal conglomerático de pequeñas dimensiones. Las alteraciones pedogenéticas están poco desarrolladas.

La escasez de depósitos de colada fangosa "debris flow" y soportados por la matriz y la relativa abundancia de barras en las gravas, junto a la ausencia de morfologías de abanico, apunta hacia un sistema deposicional de llanura trenzada "braidplain". Las medidas de paleocorrientes (Fig. 4) se dirigen principalmente al SE y SO, con bastante dispersión. Las facies distales de la unidad (23) se interpretan como depósitos de desbordamiento en zonas de sombra de las corrientes principales. Esta Unidad no está datada, asumiéndose en general una edad Mioceno inferior (GARRIDO y RÍOS, 1972); REYNOLDS, 1987) debido a su indentación en el congreso de Olvena con términos de la Formación de Sariñena suprayacentes al Yacimiento de Santa Cilia. No obstante, teniendo en cuenta que hacia el este aparecen niveles más bajos de conglomerados, es más razonable una edad Chattiense-Aquitaniense.

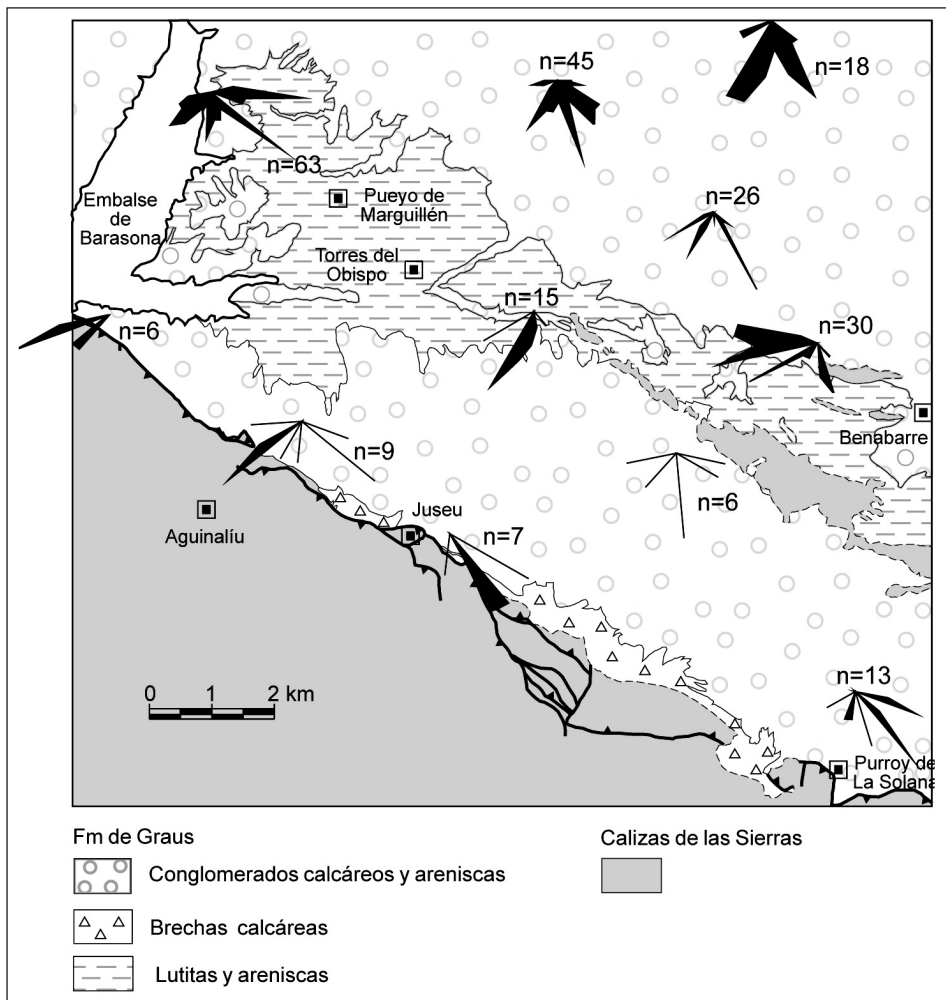


Fig. 4.– Orientaciones de paleocorrientes en paleocanales de conglomerado y arenisca de la parte superior de la Fm de Graus. Se indica para cada estación el número de medidas. Las paleocorrientes se dirigen principalmente al SE y SO, con bastante dispersión.

2.6. CUATERNARIO

2.6.1. Cantos y gravas heterolíticas redondeadas (24, 25, 27, 28, 30, 31 y 34). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Corresponden a los sucesivos niveles de sedimentos fluviales depositados por los ríos Cinca, Ésera y Vero y por el Barranco Sarrou en las proximidades de Torres del Obispo.

Tienen espesores variables, dado lo erosivo de su contacto basal, que generalmente están comprendidos entre los 3 y 7 m.

Están formadas por gravas y cantos subredondeados a bien redondeados de diámetros máximos que pueden llegar a los 60 cm de diámetro, estando los tamaños más frecuentes comprendidos entre los 4 y 8 cm de diámetro, la litología variada: conglomerados cuarcíticos, areniscas, liditas, calizas y cuarcitas, en una matriz areno-arcillosa. Localmente pueden apreciarse niveles con hasta 2 m de potencia de limos arenosos con cantos y en lentejones de tonos ocre-anaranjados. El espesor total de las terrazas oscila entre los 3 y 7 m.

Las gravas se presentan normalmente imbricadas, observándose otras estructuras de corriente como laminaciones cruzadas, "ripples" y bases erosivas con "lags" de cantos.

Los niveles de terrazas más altos (24, 25, 27 y 28) presentan cementaciones de carbonato cálcico, formándose en ocasiones encostramientos de tipo pulverulento y nodular por lo general. Muchos de los cantos de estas terrazas altas tienen crecimientos espectométricos de carbonato cálcico.

Los niveles altos de terraza (24, 25, 27, 28 y 30) son de edad Pleistoceno, inferior las tres primeras, medio la cuarta y superior la quinta, siguiendo las atribuciones cronológicas de PEÑA MONNÉ (1983). Las terrazas bajas (31 y 34) son holocenas.

2.6.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (26 y 29). Glacis. Pleistoceno

Corresponden a los depósitos asociados a las extensas superficies caracterizadas por su gran planitud que descienden desde las zonas culminantes hacia los valles de los principales cursos fluviales de la zona. Los más extensos se localizan en el valle del Cinca, en las proximidades de Fonz.

Presenta un espesor variable de orden métrico que en ningún caso supera los 7 m.

Litológicamente se trata de acumulaciones de cantos y gravas de areniscas, calizas y conglomerados cuarcíticos subangulosos a subredondeados, y con tamaños medios de 5 a 8 cm y centiles de hasta 55 cm de espesor. Se presentan matriz-soportados por limos y arcillas arenosos de colores pardos y anaranjados, y sometidos a un proceso de encostramiento generalizado con desarrollo de facies de costras calcáreas pulverulentas, brechoides y laminares.

El nivel más extenso (U. 29) se correlaciona con la terraza T_4 (U. 28), mientras que el nivel superior de glacis (U. 26) se correlaciona con la terraza T_6 (U. 25), por lo que a ambos se les atribuye una edad Pleistoceno.

2.6.3. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa (32). Coluviones. Limos y arcillas con gravas (33). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno

Este conjunto de formaciones superficiales se distribuyen de manera irregular en toda la extensión de la Hoja, adquiriendo los depósitos aluvial-coluvial la mayor importancia en los llanos situados al S de Purroy de la Solana.

Su espesor es variable, evaluable en varios metros. Las características litológicas que presentan son similares: cantos y gravas heterolíticos (calizas, areniscas y conglomerados cuarcíticos principalmente) envueltos en una matriz de limos y arcillas de tonos pardo y anaranjados. Los cantos suelen ser subangulosos a subredondeados, salvo cuando son heredados de niveles conglomeráticos. Los depósitos aluvial coluvial se distinguen de los coluviones por la posición morfológica que presentan así como por la mayor proporción de matriz y el menor tamaño de los cantos que engloban, Se les asigna una edad holocena.

2.6.4. Cantos y gravas redondeadas, arenas y limos (35). Aluviales y fondo de valle. Cantos y gravas en matriz areno-arcillosa (36). Conos de deyección. Holoceno

Estas unidades cartográficas engloban tanto los sedimentos de los cauces activos de la región (aluviales y conos de deyección), como los depósitos que constituyen el relleno de los valles de fondo plano situados en todo el ámbito de la Hoja y con una dinámica de aportes mixta entre fluvial y de laderas.

Los depósitos aluviales de los ríos Cinca y Vero están formados por gravas y cantos polimícticos de composición litológica similar a la ya descrita para las terrazas, arenas y limos que constituyen tanto la matriz de los cantos como niveles individualizables dentro de la sucesión. Los fondos de valle y conos de deyección presentan también cantos heterolíticos, pero de influencia más local en este caso, y más angulosos por lo general.

La edad de todos estos depósitos es Holoceno.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, la Hoja de Fonç comprende parte del frente cabalgante meridional de la cordillera Pirenaica (Sierras Marginales). Esta zona corresponde al límite meridional de las unidades alóctonas surpirenaicas desplazadas hacia el sur, que se superpone sobre el antepaís de la cuenca del Ebro (SÉGURET, 1972; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985). Los materiales integrantes de la cuenca del Ebro están en parte cabalgados por la lámina de las Sierras Marginales, mientras que los más modernos la recubren discordantemente, viéndose afectados por deformaciones tardías.

Las Sierras Marginales, que ocupan la parte central y suroccidental de la Hoja, presentan una compleja estructura de cabalgamientos y pliegues. Por el norte, están limitadas por la cuenca de Graus, caracterizada en superficie por materiales terciarios modernos relativamente poco deformados (Formación conglomerática de Graus). Estos reposan directamente sobre el Cretácico superior-Eoceno, que asoma en afloramientos aislados y ha sido atravesado a poca profundidad en los sondeos de Benabarre. Por el sur, la unidad de las Sierras Marginales cabalga sobre los sedimentos terciarios de la cuenca del Ebro, que a su vez se ven afectados por estructuras de plegamiento (MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ, 1988; SENZ y ZAMORANO, 1992).

Los materiales terciarios más recientes recubren lateralmente a los de las Sierras Marginales en el valle del Cinca, formando parte de un entrante cartográfico amplio que se extiende más allá

de la Hoja entre las Sierras Marginales occidentales y las Sierras Exteriores aragonesas, situadas más al oeste. Estos materiales modernos se hallan subhorizontales o poco inclinados en la mayor parte de la Hoja, aunque están perforados por numerosos diapiros de materiales triásicos (Naval, El Grado, La Puebla de Castro y Estada). Además, en el extremo SO de la Hoja, se observan afectados por el anticlinal de Barbaastro, pliegue de antepaís cuyo núcleo está ocupado por evaporitas terciarias. La evolución tectónica del área abarcada por la Hoja está en gran parte registrada por discordancias angulares y progresivas en los sedimentos del Eoceno superior-Mioceno inferior, existentes tanto en la cuenca del Ebro como en diversas partes de las Sierras Marginales.

Finalmente, los diapiros de Triásico cortan a los materiales terciarios más altos (Oligoceno superior-Mioceno inferior), que en algún caso presentan discordancias progresivas (ej. diapiro de Estada, REYNOLDS, 1987). No obstante, el ascenso diapírico posterior o sincrónico a su sedimentación fue moderado. Probablemente se depositaron sobre un Triásico ya aflorante, en respuesta a una actividad diapírica anterior. Esto está indicado por la estrechez de la zona de contacto deformada y por la presencia de cantos triásicos, de calizas y de yesos, resedimentados en las formaciones encajantes (SELZER, 1934; RIBA y LLAMAS, 1965; REYNOLDS, 1987).

– Las Sierras Marginales

Las Sierras Marginales están constituidas por un conjunto de pequeñas subunidades cabalgantes integradas por rocas mesozoicas y terciarias. Estas unidades presentan pliegues de tipo esencialmente paralelo, con una fracturación intensa: se encuentran numerosas fallas normales o verticales, de orientación variada. La dirección estructural dominante de los pliegues y cabalgamientos es E-O o ONO-ESE, aunque se encuentran estructuras oblicuas y laterales. La vergencia es en la mayoría de los casos hacia el sur, aunque se encuentran también estructuras vergentes hacia el N, como las que caracterizan el borde septentrional de las Sierras. El nivel de despegue principal se localiza en el Triásico (en las arcillas y yesos situados por debajo de las calizas de Facies Muschelkalk. La dimensión de las escamas cabalgantes disminuye, en líneas generales, de norte a sur, al tiempo que aumenta su complejidad, hechos asociados a la disminución de la serie Mesozoica y del Terciario inferior en esa dirección (POCOVÍ, 1978). Algunas de las estructuras cabalgantes se observan verticalizadas o invertidas, mientras que otras presentan modificaciones diapíricas por parte de los materiales triásicos.

El salto de los cabalgamientos internos de las Sierras Marginales es generalmente de poca entidad, del orden de varios centenares de metros como máximo. No obstante, las unidades frontales cabalgan con un desplazamiento grande al Terciario continental de la cuenca del Ebro, del cual se considera que se extiende en el subsuelo hacia el norte, por debajo de la totalidad de las Sierras (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ, 1988; SENZ y ZAMORANO, 1992). De este modo, como se ha representado en los cortes geológicos, los cabalgamientos individuales de las Sierras Marginales convergen en un cabalgamiento basal poco inclinado que se superpone al autóctono relativo. En la parte más occidental de las Sierras, los pliegues muestran una marcada inmersión hacia el oeste, hecho que se relaciona con su recubrimiento por parte del Terciario más alto.

En gran parte de su traza, el borde norte de las Sierras Marginales está caracterizado por estructuras vergentes al N. Entre el valle del Ésera y la localidad de Juseu, este borde está marcado

por una zona compleja de retrocabalgamientos (retrocabalgamiento de Juseu) que superponen el Mesozoico de las Sierras sobre los conglomerados de Graus, que se verticalizan en las proximidades del contacto. Hacia el O y el E, los retrocabalgamientos aparecen fosilizados por niveles conglomeráticos o brechoides más altos, que se disponen discordantes sobre las Sierras. Al norte de la zona deformada por el retrocabalgamiento, la estructura de los conglomerados es subtabular, con buzamientos suaves. No obstante, la estructura de la serie mesozoica-eocena subyacente debe ser algo más compleja: la posición de los afloramientos aislados de estos materiales, y la relación de estos con los sondeos de Benabarre 1 y 2, sugiere la existencia de una culminación enterrada bajo los conglomerados (ver corte II-II'). Tal estructura puede estar relacionada con un cabalgamiento vergente al sur no aflorante (MARTÍNEZ PEÑA y POCOVÍ, 1988). En la transversal del valle del Ésera, la culminación referida podría continuarse en las proximidades de la implantación del sondeo Benabarre 3, que también atravesó Cretácico superior directamente bajo los conglomerados de Graus. En estos sondeos, por debajo del Cretácico superior, notablemente más potente que en las Sierras, se atravesó una espesa serie jurásica, implicando un notable descenso hacia el norte del cabalgamiento basal de las Sierras Marginales.

Al sur del retrocabalgamiento de Juseu, en el valle del Ésera se encuentra un amplio sinformal con materiales ilardienses en el núcleo (corte I-I'). En detalle este pliegue es una especie de cubeta producida por la interferencia de pliegues orientados NE-SO en el norte y un sinclinal E-O en el sur. Este último sinclinal, denominado de las Fagetas por MARTÍNEZ PEÑA (1991), es vergente hacia el norte y tiene su flanco meridional subvertical o invertido. Estos pliegues presentan una marcada inmersión hacia el oeste, de forma que en el fondo del valle del Ésera aparecen cubiertos por conglomerados y brechas terciarias, que se disponen en discordancia progresiva en el flanco sur del sinclinal de las Fagetas. El relieve del flanco norte de la estructura sinformal se halla recubierto en "onlap" por las mencionadas capas terciarias. Hacia el este, los materiales cretácicos-eocenos del núcleo del pliegue están erosionados y se encuentra un extenso afloramiento de materiales triásicos con estructura interna compleja (área de Aguinaliu), que a su vez está sucedido más al este por una escama cabalgante vergente hacia el S con una sucesión estratigráfica completa (pico de la Cugulla, ver corte II-II').

El flanco sur del sinclinal de las Fagetas se halla truncado por un nuevo retrocabalgamiento, que se halla notablemente modificado por movimiento diapírico de los materiales triásicos. Al sur de la culminación frontal de este retrocabalgamiento, y del afloramiento triásico de Aguinaliu, se encuentra una nueva zona sinclinal laxa, en la que se sitúan las mayores cotas de la sierra de Carrodilla (pico de Buñero, 1.108 m). Hacia el este, este sinclinal, queda interrumpido por una falla que lo pone en contacto con los materiales triásicos que forman el basamento del sinclinal de Estopiñán, pliegue oblicuo orientado NNO-SSE que asoma en la esquina SO de la Hoja y se extiende en la vecina Hoja de Os de Balaguer.

Más al sur, hasta el frente meridional de las Sierras Marginales, se encuentra un sistema de escamas imbricadas con pliegues asociados, en su mayoría vergentes hacia el S. Estas estructuras describen una traza arqueada, que se hace más patente hacia las escamas más meridionales y presenta una marcada inflexión en la transversal de Calasanz. En el NE se encuentra el apretado anticlinal de la ermita de la Carrodilla, cuyo cabalgamiento inferior, ciego o enterrado en parte de su trazado, aflora en el este (cabalgamiento de Buñero). Este cabalgamiento se superpone sobre brechas y lutitas terciarias que forman una pequeña cuenca en el interior de las Sierras

(cuenca de la Mentirosa). Cuando el cabalgamiento deviene no aflorante, los mencionados materiales terciarios dibujan una morfología sinclinal por delante del anticlinal de bloque superior a la ermita de la Carrodilla (corte I-I'). En el flanco norte de dicho sinclinal se hallan pequeñas discordancias progresivas y angulares asociadas al plegamiento. Las rocas cretácicas del núcleo del anticlinal de la ermita de Carrodilla pueden presentar localmente un clivaje estilolítico con espaciado centimétrico. Tal clivaje se dispone subperpendicular a la estratificación, cualquiera que sea el buzamiento de esta última, indicando que se formó en estadios tempranos del plegamiento. Hacia el E, el cabalgamiento de Buñero termina en una falla normal de orientación transversa, al este de la cual se hallan nuevos cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el sur. Estos presentan marcada variabilidad debido a otras fallas transversas, y desaparecen fosilizados más al este por el extenso afloramiento de brechas y lutitas terciarias del área de Mas de Nicolau.

Las brechas cabalgadas por el cabalgamiento de Buñero fosilizan a su vez un cabalgamiento situado más al sur (cabalgamiento de la Aliga), que continua por debajo de la cuenca de la Mentirosa (corte I-I'). Más al sur, se encuentra un bloque verticalizado que muestra la serie estratigráfica completa (sierra de Congustro). Hacia el sur, tras un núcleo anticlinal ocupado por materiales del Keuper y ofitas, los buzamientos devienen más suaves o subhorizontales. Más hacia el E, al norte de Gabasa, se encuentra una relación temporal parecida a la de la cuenca de la Mentirosa, donde un nuevo cabalgamiento se superpone sobre unas brechas que recubren escamas más meridionales (ver corte II-II').

En la parte más meridional de las Sierras, la disposición estructural es muy compleja; la serie mesozoica-eocena, muy delgada, se halla desmembrada y compartimentada en pequeñas escamas limitadas por cabalgamientos y fallas normales de orientación diversa. El cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales describe una inflexión, pasando de orientación NE-SO a NO-SE, y se superpone sobre diversas formaciones del Terciario continental (unidades cartográficas 14 a 19). Hacia el oeste, al norte de la localidad de Fonç, está enterrado bajo los materiales terciarios más altos (unidad 21).

– La Cuenca del Ebro

Como se ha mencionado, en el antepaís de las Sierras Marginales se encuentran materiales continentales del Eoceno superior-Oligoceno inferior, que, además de estar cabalgados por la unidad de las Sierras, presentan un importante plegamiento. En las proximidades del frente de las Sierras, estos materiales están fuertemente verticalizados o invertidos. Al suroeste de Alins dibujan un sinclinal de bloque inferior orientado ONO-ESE, paralelamente a la traza del cabalgamiento, en el flanco norte del cual aflora la formación evaporítica de Barbastro. Este pliegue interfiere hacia el este con otro sinclinal cuya orientación varía de NE-SO a NO-SE (sinclinal de Alins, SENZ y ZAMORANO, 1992), dando lugar a una cubeta. Esta cubeta se localiza inmediatamente por delante del punto de inflexión que muestra el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales.

Más al este se encuentra el anticlinal de Peralta (SENZ y ZAMORANO, 1992), que es un pliegue apretado con plano axial orientado NE-SO (paralelo al frente de las Sierras en esta zona) e inclinado hacia el NE. Su eje presenta una marcada inmersión hacia el NO, estando el pliegue

cortado por varias fallas. Según los autores citados, el anticlinal de Peralta se trata de un pliegue despegado a nivel de la formación salina del Eoceno superior, que se encuentra en el subsuelo estratigráficamente por debajo de la formación de Barbastro.

Al oeste de la zona descrita, en la transversal de Fonz, los materiales terciarios, más modernos que en el caso anterior (unidad 21), entierran el cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales y se disponen discordantes sobre el Mesozoico. Su buzamiento es moderado, hacia el S o SO. Tal disposición se continúa hacia el norte, formando así el límite occidental de afloramiento de la unidad de las Sierras. En esta zona, los materiales mesozoicos-eocenos se sumergen bajo brechas calcáreas con clastos derivados de las Sierras. Si bien fosilizan su estructura, los términos inferiores de las brechas pueden mostrar discordancias progresivas respecto algunos pliegues (ej. el anticlinal de la ermita de la Carrodilla, sinclinal de las Fagetas, etc.), o incluso discordancias angulares internas. Tales discordancias, que reflejan la continuidad de la deformación de las Sierras durante la sedimentación de estos materiales relativamente recientes, no pueden continuarse mucho en la cartografía.

Al oeste del río Cinca, los materiales terciarios se hallan subhorizontales, a excepción de una banda de fuerte buzamiento en la esquina SO de la Hoja correspondiente al anticlinal de Barbastro. En el núcleo de este anticlinal afloran yesos de la formación de Barbastro, intensamente replegados o fuertemente inclinados hacia el N. Por encima de éstos yacen areniscas y lutitas de la formación de Sariñena (21) (PARDO y VILLENA, 1979), cuyo buzamiento disminuye rápidamente hacia el norte.

– Los diapiros de triásico

En la Hoja de Fonz se encuentran 4 diapiros constituidos por materiales triásicos, además de modificaciones halocinéticas menores en algunas de las estructuras de las Sierras Marginales. Estos diapiros corresponden a los de Naval, El Grado, La Puebla de Castro y Estada. Tienen dimensiones kilométricas, llegando a los 15 km² en el caso del de La Puebla de Castro. El diapiro más occidental, denominado de Naval, se encuentra en la esquina NE de la Hoja y se prolonga en las Hojas vecinas. Tiene una forma elongada en dirección N-S, y está integrado principalmente por arcillas y yesos triásicos, con algún retazo de calizas de Facies Muschelkalk. Está encajado sobre las formaciones de Graus y Sariñena. El diapiro de El Grado posee dimensiones reducidas (aproximadamente 1,5 km de largo), con forma de pepino orientado NO-SE. Está constituido por arcillas y yesos con una masa de ofitas, e intruye en las mismas unidades que el de Naval y en el Cretácico superior del área de Torreciudad.

El diapiro de la Puebla de Castro, considerando su extensión en la vecina Hoja de Graus, tiene una forma ovalada y está constituido por diferentes litologías triásicas con estructura interna compleja. Por el SO está flanqueado por una banda de rocas mesozoicas-eocenas de aspecto comparable a las de las Sierras Marginales, afectadas por cabalgamientos vergentes hacia fuera del diapiro, es decir, hacia el SO. Algunas de las fallas que se encuentran en estos materiales presentan inyecciones de arcillas triásicas o de ofitas. Por el oeste, este diapiro limita los afloramientos de los conglomerados de Graus situados al norte de las Sierras Marginales. Por último, el diapiro de Estada es el más meridional y se sitúa próximo al borde occidental de las Sierras Marginales. Fue estudiado por RIBA y LLAMAS (1965) y REYNOLDS (1987). Su forma

es aproximadamente circular achatada, elongada paralelamente a las estructuras de las Sierras Marginales adyacentes, y su extensión es de unos 5 km². Además de arcillas y yesos triásicos, muestra también algunos fragmentos de calizas de Facies Muschelkalk o del Cretácico superior incorporados en la estructura. Trunca a las brechas calcáreas y facies más finas que recubren las Sierras en este sector.

La presencia de calizas de Facies Muschelkalk en estos diapiros indica que su nivel de despeque basal se sitúa en las arcillas y yesos estratigráficamente subyacentes (Facies "Muschelkalk arcilloso" en la leyenda). Dada la complejidad de la estructura interna, estos materiales no se pueden diferenciar cartográficamente de los de la Facies Keuper que se situarían por encima de las calizas, que en cualquier caso también deben de haber experimentado movimiento diapírico. REYNOLDS (1987) considera que los diapiros son alóctonos, formando parte de la lámina de las Sierras Marginales. Así, la potencial presencia de evaporitas terciarias bajo algunos de ellos podría, según este autor, haber influido en los estadios tardíos de la evolución diapírica. Los bordes de los diapiros, de traza curvada, son de tipo fractura en cualquiera de las formaciones que los circundan. En la mayoría de los casos, estas formaciones se hallan verticalizadas invertidas en las proximidades del contacto. No obstante, la zona de deformación en los encajantes terciarios es muy reducida: como notó SELZER (1934), las capas devienen horizontales a una distancia de pocos metros del diapiro.

– Edad de las deformaciones

La cronología de las estructuras descritas puede analizarse mediante sus relaciones con sedimentos sintectónicos, que si bien son abundantes en la Hoja, presenta dificultades de datación precisa al ser de facies continentales groseras pobres en fósiles. El emplazamiento de las Sierras Marginales ha sido atribuido a diversas edades: SÉGURET (1972) lo asignó al Oligoceno en sentido amplio, REYNOLDS (1987) al Oligoceno superior-Mioceno mientras que MARTÍNEZ PEÑA (1991) y SENZ y ZAMORANO (1992) lo atribuyen al Eoceno superior-Oligoceno inferior. Cabe señalar que en su parte frontal las Sierras cabalgan a las formaciones de Salinar, Peralta y a brechas equivalentes de la formación Peraltila (Formación de Calasanz, SENZ y ZAMORANO, 1992). Las brechas de Calasanz presentan facies muy proximales, litológicamente derivadas de las Sierras Marginales. Dado que las formaciones de Salinar y Peralta se extienden hacia el norte bajo la lámina de las Sierras, SENZ y ZAMORANO consideran que las mencionadas brechas se depositaron durante los estadios finales del desplazamiento de la lámina, cuyo emplazamiento principal tuvo lugar contemporáneamente a la sedimentación de las dos formaciones anteriores (Priabonense superior-Rupeliense).

Los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno fosilizan los cabalgamientos delanteros de las Sierras (formación de Sariñena y equivalentes en el área de Fonz). No obstante, estos materiales presentan evidencias de sedimentación sintectónica en otros sectores de las Sierras, como por ejemplo en el borde septentrional de estas, donde están truncados por el retrocabalgamiento de Juseu, y en el área de Olvena y del borde oeste de las Sierras, donde contienen discordancias progresivas y angulares relacionadas con el plegamiento. Esto llevó a REYNOLDS (1987) a atribuir el emplazamiento de las Sierras a esa edad. Sin embargo, además de los argumentos anteriormente citados, cabe remarcar que el Oligoceno superior-Mioceno de estos sectores yace directamente sobre el Mesozoico-Eoceno inferior, reforzando la hipótesis de un emplazamiento

anterior acompañado de erosión no de deposición de los términos más modernos del Eoceno, bien representados más al norte en la cuenca de Graus. Es probable que durante su desplazamiento principal, la lámina de las Sierras Marginales adquiriese poca deformación interna relativa, generando un relieve poco importante. Posteriormente, durante el Oligoceno superior Mioceno inferior, pudo proseguir su deformación mediante plegamiento interno y desarrollo de cabalgamientos menores, que pueden considerarse fuera de secuencia con respecto al cabalgamiento más frontal, ya fosilizado. Estos dieron lugar a las relaciones sintectónicas con los sedimentos de esa edad. En el interior de las Sierras existen numerosos afloramientos de brechas que proporcionan relaciones cronológicas locales entre varias estructuras, aunque su dificultad de correlación con las deformaciones de edad más conocida impide precisiones de datación.

Los conglomerados de Graus derivan de áreas situadas al norte de la Hoja y fosilizan las estructuras deducidas en el subsuelo a partir de los sondeos de Benabarre, de las que puede únicamente afirmarse que son anteriores al Oligoceno superior. Tales estructuras pueden ser contemporáneas a las de las Sierras Marginales, aunque también podrían relacionarse con la continuación occidental del cabalgamiento del Montsec bajo el Oligoceno, con lo que podrían tener una edad eocena. Por otra parte, los conglomerados de Graus reflejan generación de relieve diacrónica en la parte trasera de las Sierras Marginales: mientras que al E de Juseu su base contiene brechas de origen local, reflejando relieve en las Sierras, más al oeste, en las proximidades del embalse de Barasona, las facies conglomeráticas, de naturaleza poligénica, presentan paleocorrientes hacia el S (REYNOLDS, 1987) testificando que en esa zona el retrocabalgamiento de Juseu no se había producido todavía o generaba poco relieve.

Por lo que hace referencia a los pliegues de la cuenca del Ebro, el anticlinal de Peralta se inicia en el Rupeliense (como indica el abanico de capas de la formación de Peralta), y su principal crecimiento tiene lugar en el Rupeliense superior-Chatienense inferior, dando lugar a la discordancia progresiva de la formación de Peraltilla (SENZ y ZAMORANO, 1992). El crecimiento principal del anticlinal de Barbastro se realiza durante la sedimentación de la formación de Sariñena, que se dispone en discordancia progresiva en su flanco norte (PARDO y VILLENA, 1979; SENZ y ZAMORANO, 1992), aunque un cierto levantamiento anterior a la discordancia progresiva debe haber causado su deposición directamente por encima de la formación de Barbastro. Estos pliegues se relacionan con la progradación hacia el antepaís de un despegue no emergente situado por debajo de las formaciones evaporíticas del Eoceno superior, despegue que se generó cuando la lámina de las Sierras Marginales experimentaba los estadios finales de su desplazamiento principal.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Triásico medio, en el ciclo orogénico Alpino, se sedimentan las calizas del Muschelkalk en un ambiente de mar somero y condiciones de subsidencia lenta y homogénea. Este mar experimentó una regresión en el Triásico superior depositándose importantes espesores de arcillas versicolores y yesos (Facies Keuper) en un ambiente de llanura costera evaporítica. Estos depósitos condicionarán el diapirismo futuro y el estilo de deformación por cabalgamientos en el Cenozoico.

Durante el Jurásico, el Cretácico inferior y el Cretácico superior hasta el Senoniense existe una extensa laguna de tiempo sin registro estratigráfico, esto es debido mayormente a la posición del área de estudio en el borde meridional de la cuenca marina mesozoica. Sin embargo la aparición local de Liásico en el borde sur de la Hoja sugiere que se sedimentó pero se erosionó con posterioridad debido al diapirismo del Keuper. Durante el Cretácico inferior y posiblemente al inicio del Cretácico superior, se formaron bauxitas sobre los sustratos carbonatados jurásicos situados en áreas más orientales de las Sierras Marginales, lo que testimonia la exposición sub-aérea y la karstificación de las llanuras costeras que rodeaban el mar cretácico.

En el Cenomaniense superior comenzó una lenta transgresión del mar hacia el margen sur de la cuenca pirenaica, transgresión que alcanzó el área cartografiada en el Santoniense-Campiense. En la actual área de las Sierras Marginales se desarrolló una extensa plataforma carbonática somera que se profundizaba hacia el Norte. El nivel transgresivo basal, preservado en la Hoja de Monzón, consiste en un tramo poco potente de areniscas depositadas en ambientes costeros. A medida que progresaba la transgresión, se instaló una plataforma carbonática con barras dominadas por el oleaje y bioconstrucciones de rudistas.

Al final del Cretácico superior los sedimentos son de carácter regresivo (SOUQUET, 1967; GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS-ARAGÜES, 1972; GARRIDO-MEGÍAS, 1973), hecho que puede ser relacionado con los primeros estadios de desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaica. En el área cartografiada el tránsito de condiciones marinas a continentales se manifiesta por una brusca regresión, depositándose calizas de ambientes lacustres y palustres sobre calizas con rudistas. Con el tránsito al Paleoceno la sedimentación ya es de tipo aluvial sedimentándose la característica facies de areniscas y lutitas rojas de Garumniense. Por encima, las calizas con *Microcodium* indican un retorno a las condiciones lacustres, que precede a la importante transgresión del llerdiense inundando un mar somero toda el área de la cartografía, sedimentándose calizas con alveolinas. El Cuisiense y el Luteciense faltan en el área cartografiada, y posiblemente no se depositaron.

Durante el Priaboniense medio-superior se produjo una regresión en toda la cuenca surpirenaica, que dio lugar a la desaparición definitiva de la sedimentación marina. Los últimos depósitos marinos son las formaciones salinas de las cuencas potásicas de Cardona y Navarra.

Entre el Priaboniense superior y el Rupeliense inferior, el relieve y el espacio de acomodación producido por la progresión de los cabalgamientos pirenaicos favorece el desarrollo de importantes sistemas aluviales que progradan sobre las sales de la Fm de Cardona. En el sur del área cartografiada afloran términos distales de estos sistemas aluviales representados por las areniscas y lutitas de la Fm de Salinar. Estos sistemas aluviales alimentaban a un extenso lago salino efímero donde se depositaron las facies evaporíticas de la Fm de Barbastro. La sedimentación de la Fm de Salinar fue sincrónica con un rápido desplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales.

Posiblemente durante el Rupeliense inferior se produce una disminución de los aportes clásticos, relacionada con la desaparición progresiva del abanico fluvial de la Fm de Salinar. La lámina de las Sierras Marginales ya emplazada en una posición similar a la actual, actuó como área fuente de pequeños abanicos aluviales (Fm de Peralta) que inciden en el lago salino de la Fm de Barbastro.

Durante el Rupeliense medio persisten los pequeños abanicos aluviales procedentes de las Sierras (Fm de Calasanz) que coalescen con un nuevo gran abanico fluvial procedente del Pirineo (Fm de Peraltilla), cuyo ápice se situaba en las proximidades de Baells. La posición del ápice del abanico próxima al lago salino produjo su desaparición definitiva en esta área. Estos cambios radicales de ambiente sedimentario coincidieron con el crecimiento del anticlinal de Peralta y la ampliación hacia el Sur de la cuenca de antepaís del Ebro.

Entre el final del Oligoceno y el inicio del Mioceno se produjo una importante elevación del relieve del área fuente pirenaica que da lugar a la aparición del abanico fluvial de Sariñena. Como consecuencia las partes proximales de este nuevo abanico ocuparon posiciones más meridionales que las del abanico de Peraltilla. Esta situación coincidió con el desarrollo de un importante tren de pliegues cuya edad de crecimiento se solapa en parte, pero que son progresivamente más modernos hacia el antepaís: anticlinal de Altarriba, sinclinal de Azanuy y anticlinal de Barbastro. Notoriamente, la parte alta de la Fm de Sariñena se depositó sincrónicamente con el desarrollo de nuevos cabalgamientos hacia el traspáis, que cortan fuera de secuencia a la lámina de las Sierras Marginales.

Finalmente durante el Plioceno y Cuaternario se produjo la excavación de los sedimentos citados por la red de drenaje subactual-actual, y el modelado del relieve hacia la morfología actual.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

La Hoja de Fonz (288/31-12), pertenece administrativamente a la provincia de Huesca, formando parte de las comarcas del Somontano y de la Ribagorza.

Fisiográficamente se encuentra ubicada en la zona de tránsito entre las grandes unidades morfoestructurales constituidas por la Cordillera Pirenaica y la Depresión terciaria del Ebro.

En su territorio tiene representación la subunidad fisiográfica de las Sierras Exteriores sudpirenaicas, separada de la cuenca del Ebro por el pliegue anticlinal del Barbastro, que atraviesa en dirección NO-SE la esquina SO de la Hoja.

La Hoja se localiza en una zona caracterizada por un clima mediterráneo continental templado, con temperaturas medias anuales de 12 a 15°C y precipitaciones medias anuales comprendidas entre 500 y 650 mm que definen el clima como mediterráneo seco.

La orografía de la Hoja de Fonz es relativamente abrupta. Solo el valle del río Cinca, con sistemas de glaciares y terrazas bien desarrollados, presenta relieve más o menos plano. En su confluencia con el río Vero se alcanza la cota topográfica más baja de la Hoja 290 m.

El resto de la región es marcadamente montañosa alcanzándose los relieves más elevados en las Sierras de Carrodilla con los vértices Sierra de Estada (1.026 m), Buñero (1.108 m) y Coguilla (1.049 m).

Desde el punto de vista hidrográfico el principal curso fluvial es el río Cinca, que atraviesan la Hoja con dirección N-S en su mitad occidental. Se encuentra regulado por el Embalse de El Grado, del cual parte el Canal del Cinca. Por su margen izquierda recibe al río Ésera; regulado pocos kilómetros antes de su confluencia por el Embalse de Barasona, del que parte el Canal de Aragón y Cataluña. Por la margen derecha, el Cinca recibe en la esquina SO de la Hoja los aportes del río Vero.

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

Los núcleos de población más importantes de la Hoja son Fonz y Benabarre con poblaciones que superan el millar de habitantes. La economía de la zona está basada en la agricultura, tanto de secano como de regadío en las vegas fluviales, la ganadería ovina y en pequeña medida las actividades turísticas, ligadas principalmente a los deportes náuticos en los embalses del Grado y Barasona.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

Uno de los factores principales a considerar en el análisis geomorfológico de una región es su estudio morfoestructural, condicionado por elementos intrínsecos al substrato geológico como son la composición litológica del mismo y su disposición primigenia, entendiéndose como tal su estructura estática. Ambos factores condicionan la actuación de los agentes erosivos externos, y por tanto la evolución del modelado.

En este sentido, la Hoja de Fonz presenta dos ámbitos morfoestructurales distintos.

Por una parte, el tercio nororiental y el cuarto occidental de la misma están situados sobre un sustrato detrítico, constituido por las areniscas, lutitas y conglomerados de las Formaciones de Graus y de Sariñena.

Los niveles litológicamente más resistentes a la erosión permiten el desarrollo de pequeñas superficies estructurales, con frecuencia degradadas, limitadas por escarpes. Formas menores son las líneas de capa, cerros cónicos y pequeñas crestas.

Este sustrato relativamente lábil permite también la expansión del valle del río Cinca desarrollándose un modelado deposicional con predominio de glacis y terrazas.

La zona central de la Hoja está ocupada por el importante macizo de la Sierra de Carrodilla, de naturaleza principalmente calcárea, y perteneciente a la terminación frontal de las Sierras exteriores sudpirenaicas.

Sobre esta subunidad morfoestructural el modelado de tipo estructural adquiere un carácter dominante, desarrollándose frecuentes escarpes, crestas y líneas de capa; en el dorso de algunas crestas se forman morfologías de tipo "chevron". La importancia de la estructuración tectónica en la arquitectura de este sector de la Hoja se ve reflejada en la frecuente presencia de fallas con expresión morfológica con direcciones variables desde la NO-SE hasta la N-S. Sin embargo,

no ha podido constatarse la existencia de una posible actividad neotectónica que reactivase posteriormente las fracturas de edad alpina.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Laderas

Las laderas constituyen elementos principales de la evolución del paisaje, dada su función como proveedoras de agua y sedimentos a la red de drenaje.

En la Hoja de Fonz, la intensidad de los procesos erosivos de origen fluvial hace que numerosas vertientes se encuentren desnudas y afectadas por la erosión. Sin embargo, también son frecuentes las vertientes de perfil cóncavo sometidas a un proceso de regularización. El perfil de las mismas suele ser cóncavo, enlazando sin cuellos de ruptura con los fondos planos de valle que actúan de nivel de base local. Suelen estar recubiertas por una cobertera detrítica poco potente por lo común, que se ha cartografiado como coluviones cuando su espesor y extensión superficial así lo han aconsejado.

En la Sierra de Carrodilla el mayor gradiente de pendientes ligado a la naturaleza litológica del sustrato han permitido la existencia muy puntual de canchales y vertientes de bloques, generados estos últimos por el descalce de los cantiles calcáreos a favor de diaclasas y/o pequeñas fracturas que dividen la roca en grandes bloques.

5.2.2.2. Formas fluviales

Los depósitos fluviales de la Hoja de Fonz están ligados principalmente a los ríos Cinca y Vero, aunque también tanto el río Ésera como su afluente el Barranco Barrou presentan terrazas parcialmente inundadas por el embalse de Barasona.

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

La tabla siguiente expresa los distintos niveles de terraza cartografiados con indicación de sus cotas relativas sobre el lecho fluvial de los ríos.

<i>Río Vero</i>	<i>Río Cinca</i>	<i>Río Ésera</i>	<i>Barranco Sarrou</i>
h – +2-3 m	h – +2-3 m	h – ocultas	h – +2-3 m
g – +5-7 m	g – +5-7 m	g – “	g – +5-7 m
	f – +15-17 m	f – +12-15 m	f – +15-20 m
e – +45 m	e – +45-50 m	e – +45 m	
	d – +85-95 m	d – +85-90 m	
	c – +115-125 m		
	b – +140 m		

Hay que señalar que los ríos Cinca y Ésera, procedentes de la zona axial de la Cordillera pirenaica, presentan un régimen pluvio-nival reflejado de condiciones morfodinámicas 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 y/o fuertes precipitaciones en las zonas de cabecera. De esta manera, el fondo de valle aluvial del Cinca adquiere una gran amplitud, superior a 1,5 km en las proximidades de la localidad de Estada, permitiendo el desarrollo de un cauce activo de trazado anastomosado entre barras de grava.

Otras acumulaciones de génesis fluvial existentes en la Hoja de Fonz son los conos de deyección. Se localizan preferentemente en la desembocadura de algunos barrancos a favor del cambio de pendiente del perfil longitudinal de los mismos al incidir en las planas superficies de las terrazas, preferentemente sobre niveles f y g de los ríos Ésera y Cinca.

Fuera de los valles fluviales importantes son dominantes los procesos de erosión activa. La incisión lineal da lugar a numerosas cárcavas, generalmente limitadas por un escarpe abrupto en su zona de cabecera y ligadas principalmente a las formaciones detríticas del terciario continental. Localmente en estos mismos terrenos pueden observarse fenómenos de arroyada en regueros.

Sin embargo, el fenómeno de erosión fluvial más notable de la Hoja de Fonz es el Congosto de Olvena. Constituye una espectacular garganta con más de 6 km de longitud, 500 m de anchura y cerca de 300 m de profundidad máxima, elaborada por el río Ésera al atravesar las series carbonatadas del Cretácico de la Sierra de la Carrodilla. En su génesis no hay que descartar la influencia de los procesos de disolución kárstica de las calizas.

También se han reflejado en la cartografía algunas cascadas. Se localizan en ciertos barrancos con carácter juvenil que presentan perfiles longitudinales alejados del perfil de equilibrio. Suelen estar ligadas a niveles litológicamente competentes y con mayor resistencia a la erosión que los adyacentes.

Por último, hay que indicar que, asociados a los depósitos limo-arcillosos que se encuentran en los valles de fondo plano existen frecuentes fenómenos de erosión subsuperficial o "piping", produciéndose frecuentes pérdidas de drenaje por infiltración de los caudales de escorrentía dada la permeabilidad de dichos depósitos. Estos caudales infiltrados dan lugar a surgencias de "piping", conductos horizontales de sección subcircular y tamaños decimétricos a métricos.

5.2.2.3. *Formas poligénicas*

En este epígrafe se describen aquellos depósitos en cuya génesis ha intervenido más de un proceso generador.

En la Hoja de Fonz alcanzan particular desarrollo los glaciares de acumulación.

Se han distinguido dos niveles de glacis, los cuales se correlacionan directamente con los niveles de terraza c y e. El nivel superior tiene una escasa representación localizándose al pie de la Sierra de Ubierno, junto al Embalse de El Grado.

El nivel inferior tiene bastante extensión superficial, particularmente en el cuadrante SE de la Hoja, ligado al valle del río Cinca. También en los valles del río Vero y del Barranco de Barrou se encuentran niveles de glacis equivalentes.

La génesis de los mismos está en relación con procesos de arrollada 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 regolítico, que constituye la cobertera sedimentaria de los glacis. Por esta razón, todos los glacis existentes en la Hoja se localizan sobre las formaciones arcillo-arenosas del Terciario continental.

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 planos 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 en el aporte de las fracciones más finas (limos y arcillas) que constituyen los depósitos.

Por último, se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial dos zonas, situadas en las proximidades de La Puebla de Castro la primera y al sur de Purroy de la Solana la segunda.

Presentan morfologías irregulares en planta, y se caracterizan por su escasa pendiente y amplia extensión superficial. Al igual que los depósitos de fondos de valle plano su génesis es mixta entre procesos gravitacionales y fluviales -arroyada principalmente, pero con menor importancia de los segundos que en el caso de los valles de fondo plano.

5.2.2.4. *Formas kársticas*

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

Se localizan en la Sierra de Carrodilla, inmediatamente al sur del Embalse de Barasona.

Estas morfologías de lapiaz se desarrollan por disolución de las calizas del Cretácico en una ladera cuya pendiente coincide con la estratificación.

El factor estructural es, pues, una variable fundamental, ya que también la existencia de discontinuidades en el macizo rocoso del tipo de pequeñas fracturas y diaclasas favorece y potencia el proceso de disolución.

Hay que señalar que en la Sierra de Carrodilla además se localiza un complejo sistema endokárstico con cuevas, galerías y simas, todavía no explorado en su totalidad.

5.2.2.5. Formas antrópicas

Dentro del modelado de génesis antrópica se han cartografiado, en consideración a su impacto sobre el paisaje, las principales canteras existentes.

Las mayores se localizan en las inmediaciones de Fonç, beneficiándose de las calizas cretácicas como áridos y en el valle del Cinca, aprovechando las gravas, de las terrazas con la misma finalidad.

También se ha distinguido un área aterrazada artificialmente mediante maquinaria pesada al sur de la localidad de Coscoyuela de Fantova, situada en la esquina NO de la Hoja.

Por último, se han incorporado en la cartografía las presas que regulan los cursos de los ríos Cinca y Ésera, con fines de aprovechamiento hidroeléctrico y regadíos.

En el segundo de los ríos, como ya se ha indicado, está el Embalse de Barasona o Joaquín Costa, mientras que en el primero se encuentran los de El Grado, Arias I y Arias II.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía se ha realizado la descripción litológica y cronológica de las formaciones superficiales presentes en la Hoja, mientras que en epígrafes anteriores del capítulo de Geomorfología se ha reflejado el contexto geomorfológico en que se sitúan haciendo especial referencia a la morfogénesis.

Por tanto, aquí solo se hace referencia al proceso de regulación de vertientes que genera un tapiz de sedimentos poco potentes y desigualmente repartidos. Cuando el espesor de los mismos lo ha hecho aconsejable, se han reflejado en la cartografía como coluviones.

5.4. 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 sudpirenaicas propiamente dichas.

Según SENZ y ZAMORANO (1992) la edad de el emplazamiento es Eoceno superior-Oligoceno inferior, en el intervalo Priaboniense superior-Rupeliense, aunque la deformación prosigue con el desarrollo de cabalgamientos menores 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 quizá algo antes, aunque la escasez de dataciones dificulta el establecimiento preciso de este momento.

El comienzo de la exhumación de las series miocenas y oligocenas permite el desarrollo de procesos erosivos diferenciales que paulatinamente y hasta la actualidad van elaborando las distintas morfologías estructurales en forma de superficies, cuestras 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.

Paralelamente durante el Plioceno prosigue la jerarquización de la red fluvial. En dicho contexto, puede considerarse la formación del profundo congosto que talla el río Ésera antes de su confluencia con el Cinca, como uno de los rasgos geomorfológicos más significativos existentes en la Hoja de Fonz, aunque posiblemente el inicio del proceso de sobreimposición que permite su génesis sea anterior, tal vez de edad Mioceno superior.

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

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

Aunque no se han encontrado evidencias, no hay que descartar la casi segura actuación de fenómenos periglaciares en la región durante el Pleistoceno, principalmente en la Sierra de Carrodilla, donde la altitud favorecería procesos de denudación mecánica de tipo cronoclástico.

A partir del Holoceno se desarrollan las últimas acumulaciones, representadas por los aluviales y terrazas bajas del Cinca, 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 algunas de estas acumulaciones recientes aparecen localmente disectadas por procesos de arroyada, como consecuencia de un cambio climático hacia la aridez de menor entidad que los que se interpretan durante el Pleistoceno.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfogénesis actual de la zona ocupada por la Hoja de Fonz está denominada por los procesos de carácter denudativo, principalmente de carácter fluvial, como son la incisión lineal, la arroyada en regueros y el acaravamiento. También presentan una gran funcionalidad los procesos de erosión subsuperficial, asociados fundamentalmente a los rellenos de los valles de fondo plano.

Los principales depósitos que se generan en la actualidad son los conos de deyección y depósitos de laderas, mientras que presentan menor funcionalidad la aportación de aluviales en el

cauce de los ríos Cinca y Ésera, dada la situación de regulación antrópica que presentan ambos ríos.

Cara al futuro puede considerarse la actuación humana como un factor fundamental de cambios potenciales en las condiciones morfodinámicas actuales. La acción antrópica sobre todo respecto al uso de recursos naturales como agua, suelo, sustrato geológico o vegetación, pueden modificar de forma rápida el delicado equilibrio entre los procesos de erosión y sedimentación, aunque, como es lógico, son las posibles variaciones del régimen climático el factor principal de los futuros cambios morfodinámicos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

El análisis de los datos aportados por diversas fuentes de información, especialmente el Libro de la Minería de Aragón, RODENO (Revista de Geología Aragonesa) y el Inventario del P.E.S. -Plan de Exploración Sistemático-, así como los datos aportados por los trabajos de campo, permite clasificar y agrupar los distintos yacimientos e indicios, a la vez hace posible una evaluación de su potencial minero. Estos grupos son:

- Recursos Energéticos.
- Minerales Metálicos.
- Minerales Industriales.
- Rocas Industriales.

6.1.1. Recursos energéticos

Los únicos indicios de lignito reconocidos en el área de investigación, se encuentran en el sector de Aguinaliu. El primero denominado Peñaguda está al NE de dicha localidad, en el barranco del Agua Salada y próximo a la carretera; el segundo se sitúa al ENE de la población a unos 1.500 m, accediendo por el barranco de San Vicente. Se trata de capas centimétricas de lignitos ferruginosos, encuadradas en los sedimentos del Cretácico superior, Facies Garumn (8).

En este capítulo de recursos energéticos es reseñable que el permiso de investigación para gas natural denominado Ribagorza, con extensión de 37.926 ha, del que es titular la firma Tullow Oil and Gas; ocupa el borde Nororiental de la Hoja de Fonz.

6.1.2. Minerales metálicos

Ligados a los lignitos anteriormente descritos, se encuentran mineralizaciones ferruginosas que se forman a partir de la alteración de piritita primaria contenida en los lignitos. Los análisis realizados definen la presencia de piritita, marcasita, melnicowita, goethita, melanterita, calcita y yeso.

De mayor importancia son las mineralizaciones ligadas al relleno de las cavidades kársticas de los niveles carbonatados del Cretácico superior.

Los indicios de mayor importancia son los de la ermita de la Carrodilla, a 5,5 km al ESE de Estadilla, El Prat a 1,5 km al este de Calasanz, Ardós a 6,5 km al NO de Calasanz, accediendo desde Sestarres o Isard, y el del barranco Farrera, a 1,8 km al ESE de dicha localidad; la Mina de Santa Teresa, situada al NNE del pueblo de Gabasa, junto al km 22 de la carretera a Purroy de la Solana, Ermita de San Gregorio a 1,3 km al SSO de Pilzán (Hoja nº 289).

En todos los indicios la paragénesis es muy similar, determinándose goethita, pirolusita, hematites, psilomelana, ramsdellita, dolomita, calcita, manganocalcita, rodocrosita y siderita.

El origen de estas mineralizaciones, tanto por la morfología, posición estratigráfica, edad relativa y paragénesis, es similar a los yacimientos de bauxita férrica que se citan en localidades próximas y en el ámbito regional del pirineo meridional (áreas de Camarasa, Peramola y Tuxent-Aliñá).

En Alins, debajo del pueblo, se cita una antigua mina en la que se explotó un filón con galena y cerusita, con la ofita como encajante. En la actualidad no se accede a dicha explotación, aunque los análisis en las ofitas muestran la presencia de dichas minas.

6.1.3. Minerales industriales

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

Como se describe en el capítulo 3, dentro del ámbito de estudio existen cuatro diapiros constituidos por materiales triásicos. Estos diapiros son los de Naval, El Grado, La Puebla de Castro y Estada.

Relacionadas con el diapiro de La Puebla de Castro, se tienen las fuentes saladas de dicha localidad, la de Balturina, situada a 500 m al SE de esta localidad, y las de Ubiergo. En relación con el diapiro de La Navas están las fuentes de Coscojuela de la Fontanosa, a 1 km al NNO del pueblo, y el Barranco de las Salinas, a 3 km al NE de la Foz de Barbastro, accediendo desde la carretera al Grado. Las Salinas del Grado, situadas junto al pueblo, cercanas a la carretera a la Naval, están relacionadas con el diapiro del Grado.

Al diapiro de Estada se relacionan las fuentes de Batán, situadas a 1,5 km al SSO de Estada, la Pezuela a 1 km al SE de Estadilla y la de Muerras a 500 m, al SO del mismo pueblo.

En relación con los afloramientos triásicos de las Sierras Marginales, se tiene la Fuente Salada y las Salinas del Barranco del Salinar, en el sector de Aguinaliu, La Font Salobre de L'Horta a 1 km al SE de Juseu, la situada a 1 km al SO de Alins, junto a la carretera a Azanuy y, en Calasanz, la Font Salada del paraje del Salinar, al Norte de la población, y las fuentes salinas situadas en el km 11 de la carretera de Gabasa a Peralta de la Sal.

En todos los casos los depósitos dan una composición de halita, calcita, anhidrita, hemiedrita, yeso y caolín.

La única explotación activa es la denominada M^a Luisa, en el término de Calasanz. Se trata de un pozo de 4x4 m y de 3 de profundidad, del que se extraen las salmueras para su transporte a balsas de decantación. La producción es del orden de 1.000 Tm anuales.

Otro indicio de menor importancia es el ubicado al NO de Fonz, en los yesos de la Formación Barbastro. El análisis de dicho indicio muestra la presencia de calcita, anhidrita, yeso y caolinita.

6.1.4. Rocas industriales

En el área de investigación, la extracción de gravas y arenas en el aluvial actual y terrazas del río Cinca, las canteras de Estadilla y Fonz, y los afloramientos de ofitas, en algunos casos con pequeñas extracciones para consumo local, son las principales explotaciones de rocas industriales.

En el municipio de Estada, la Empresa Áridos y Hormigones Las Pilas, S.L., extrae del río Cinca grava y arenas para su planta de machaqueo y clasificación. No se tienen datos de su producción anual.

En Estadilla, la Empresa A. Villanovas Cascarra, tiene una cantera denominada la Algarreta, con un frente de 100 m y altura máxima de 25 m, dividida en dos bancos. A pie de cantera está instalada una planta de trituración y clasificación. La explotación está situada en las calizas del Ilerdiense inferior y medio (12). Los análisis realizados dan una composición de: CaO = 55,9%, SiO = 0,2%, Al₂O₃ = 0,3%, Fe₂O₃ = 0,4%, MgO = 0,5% y P.F. = 42,7%, con una densidad del 2,2. La producción es de unos 60.000 Tm destinadas a "Carburos del Cinca, S.A." en su fábrica de Monzón para la fabricación de "piedra de carburo".

"Hormigones del Pirineo, S.A." explota una cantera en la concesión "Las Cabanetas", cuyo titular es "Hidro-Nitro Española, S.A.". La explotación se sitúa a 3 km al Este de Fonz junto a la carretera de Fonz-Alins del Monte. La extracción es sobre las calizas del Ilerdiense inferior y medio (12), con un análisis similar al de la cantera de Estadilla. El frente de cantera es de 150 m con un solo banco de 30 m de altura máxima. Al pie de la cantera hay una planta de tratamiento. La producción se estima en 60.000 Tm destinadas íntegramente para la fabricación de ferroaleaciones.

Los indicios ligados a ofitas se localizan en Juseu, a 1,5 km al SE del pueblo en el barranco de la Ribera; en Alins, a escasos metros al SE de la localidad; en Gabasa, al NE en las inmediaciones del km 20 de la carretera a Purroy de la Solana y en el sector de Pilzán, a 1 km tanto al ESE como al Oeste. En todos los casos los minerales presentes son aerinita, caolín, escolecita y magnetita. En Alins se cita una antigua mina a la que actualmente no se accede, donde se explotó un filón con galena y cerusita, con las ofitas como encajantes.

En resumen, en el ámbito de la Hoja de Fonz, las explotaciones de mayor importancia económica se encuentran relacionadas con la extracción de los carbonatos del Ilerdiense inferior y medio para distintos usos (piedra de carburo y ferroaleaciones), y de las gravas y arenas del Cinca para la fabricación de hormigones. De menor cuantía económica son las explotaciones de sal en la localidad de Calasanz.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Climatología-Hidrología

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

<i>Código Estación</i>	<i>Denominación</i>	<i>Tipo</i>
9833	El Grado (Embalse)	TP
9857	La Puebla de Castro (Central)	P
9859U	El Grado (Central II)	TP
9861	Estadilla (Central Arias)	TP
9867	Fonz	P

Nota: 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 1940-1984 en la estación de Estadilla son las siguientes:

Estación 9861 - Precipitaciones medias mensuales

<i>Mes</i>	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	<i>Total</i>
<i>Media</i>	43.3	43.3	41.6	40.1	34.4	43.5	47.1	69.1	48.8	25.4	40.3	56.1	532.9

Estación 9861 - Temperaturas medias mensuales

<i>Mes</i>	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	<i>Media</i>
<i>Media</i>	15.1	9.0	5.0	4.2	6.3	9.8	13.1	17.3	21.8	24.9	24.3	20.9	14.3

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde a la primavera, aunque las precipitaciones están bastante distribuidas a lo largo del año. Cabe destacar la magnitud de las precipitaciones estivales debido a la frecuencia de las tormentas. La precipitación total media se sitúa entre 500 y 600 mm, con fuerte dependencia de la topografía (valores más altos en la zona de sierra y más bajos en el valle del Cinca y Ésera).

Las temperaturas muestran la distribución típica de valores máximos en la temporada estival (máximo en julio) y mínimos en diciembre y enero, con una amplitud de la variación anual de la temperatura de 20°C. La media anual es de 14.3 °C.

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 puede definir el clima de la Hoja como de invierno avena fresco y verano arroz. 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. Por la derecha recibe los aportes de su afluente el río Ésera. El resto de barrancos o “valés” son cursos de agua de carácter estacional.

Dentro de la Hoja existen importantes obras de infraestructura hidráulica como son el embalse de El Grado I y los saltos de Arias I y II (en el río Cinca) y el embalse de Barasona en el río Ésera. Además de numerosas acequias de interés menor, tienen aquí su derivación el Canal de Aragón y Cataluña, y el Canal del Cinca.

La Confederación Hidrográfica del Ebro dispone de información de varias estaciones de aforo:

<i>Código Estación</i>	<i>Localización</i>
16	Río Cinca en Grado
128	Río Ésera en Barasona
414	Derivación del Canal de Aragón y Cataluña en la Central de S. José
441	Derivación del Canal del Cinca en el Embalse de El Grado
446	Derivación de la Acequia de El Grado en el Canal de Ar. y Cat.
847	Embalse de El Grado
848	Embalse de Barasona

Además del control de caudales, en las estaciones 414 y 441 se recogen datos de calidad de las aguas mensualmente. Por su situación en zonas de cabecera y la ausencia de focos de contaminación importantes, la calidad registrada en estos puntos es bastante buena, tratándose de aguas de mineralización ligera con un índice de calidad general entre 80 y 90 (100 se considera como la calidad óptima).

6.2.2. Inventario y usos del agua

El inventario total existente en la Hoja consta de 37 puntos, cuya distribución por octantes figura tabulada a continuación. La mayoría corresponde a manantiales asociados a los niveles conglomeráticos terciarios con caudales en torno a 1 l/s. Merece destacarse los manantiales 311240006 (Fuente Puigvert) y 311280006 (Clot del Ull), que se asocian a materiales calcáreos que forman parte del sistema acuífero 68 del IGME. “Sinclinal de Tremp” y cuyos caudales son bastante elevados (60 y 20 l/s respectivamente).

Los pozos excavados son de escasa profundidad (máximo de 10-15 m) y se sitúan sobre los depósitos cuaternarios. Los sondeos se concentran en el cuadrante nororiental de la Hoja, pero la mayoría de ellos están abandonados al resultar negativos. Están perforados en los niveles terciarios continentales.

La utilización del agua subterránea es reducida en gran medida debido a la baja productividad de las captaciones: buena parte de los puntos inventariados no se usa y el resto son aprovechados con fines agrícolas y abastecimiento (Torre del Obispo, Castillo del Pla, Purroy de la Solana, Azanuy, Juseu y Gabasa). En el entorno de los principales ríos la existencia de una red importante de canales y acequias condiciona el uso predominante de los recursos superficiales.

<i>Octante</i>	<i>Nº de puntos</i>					<i>Total</i>
	<i>Manantiales</i>	<i>Pozos</i>	<i>Sondeos</i>	<i>Otros</i>	<i>Desconocido</i>	
1	–	–	–	–	–	–
2	–	–	–	–	–	–
3	8	–	–	–	1	9
4	7	1	6	2	–	16
5	–	–	–	–	–	–
6	1	–	2	–	–	3
7	2	1	–	–	–	3
8	4	1	1	–	–	6
Total	22	3	9	2	1	37

6.2.3. Caracterización hidrogeológica

En la Hoja de Fonz están parcialmente incluidos dos sistemas acuíferos, según la distinción establecida por el IGME. Por una parte, los depósitos asociados al río Cinca se encuentran incluidos en el sistema nº 62 "Aluvial del Ebro y Afluentes". El resto de materiales pertenecen al sistema 68 "Sinclinal de Tresp".

La división en unidades acuíferas que ha efectuado el Servicio Geológico distingue en la Hoja zonas pertenecientes a la unidad denominada Montsec (9.22), Ésera-Oliana (9.23) y Aluvial del Cinca (9.23).

La Cuenca de Graus-Tresp es una zona situada entre las Sierras Interiores (N) y las Exteriores o Marginales al S. En esta cuenca, además de los aluviales (específicamente los del Cinca y Ésera en lo que afecta a esta Hoja), están una serie de materiales terciarios calcáreos (el subsistema Montsec). El límite superior de estas formaciones acuíferas estaría constituido por el Garumn y el muro por la serie margosa santoniense. También pueden constituir acuíferos los niveles areniscos y conglomeráticos.

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 efectuará de manera muy lenta. En el retrocargamiento de

Juseu se superpone el mesozoico sobre los conglomerados y es en estas formaciones carbonatadas mesozoicas donde se han encontrado altas transmisividades a partir de ensayos de bombeo efectuados en la vecina localidad de Benabarre. Es también en asociación a estos materiales donde se localiza el manantial más importante de la Hoja (Font Puigvert). Hay que considerar el interés que puede tener con vistas a su aprovechamiento la presencia de este acuífero en profundidad.

Las Sierras Exteriores o Marginales están constituidas por una serie de escamas imbricadas, con vergencia general al S y que tradicionalmente se han considerado incluidas en el Subsistema Meridional del S.A. 68.

Los acuíferos principales son los materiales carbonatados tanto mesozoicos como terciarios y cuyo sustrato es respectivamente el Keuper y las arcillas rojas del Garumn.

El hecho de que los materiales permeables alternen o estén en contacto mecánico con impermeables y la intensa fracturación, condiciona la existencia de numerosas estructuras compartimentadas cuyas relaciones hidrogeológicas no se conocen.

La calidad de las aguas subterráneas asociadas a estos materiales es bastante buena, con mineralizaciones inferiores a 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y naturaleza bicarbonatada cálcica.

Los niveles yesíferos y salinos del Keuper o terciarios (Fm Barbastro, Fm Salinar) también presentan cierta permeabilidad asociada a karstificación, pero la elevada mineralización de las aguas asociadas limita su uso a fines industriales.

Los principales depósitos cuaternarios en la Hoja están asociados al río Cinca, y se extienden sobre gran parte de la mitad occidental del área. Los distintos niveles de terrazas pueden presentarse colgados y cementados (terrazas superiores más antiguas) o conectados entre sí y con el río como sucede con los niveles más modernos. Su principal recarga, además de la infiltración por la lluvia y el propio río, son los retornos de regadío.

7. BIBLIOGRAFÍA

- AGUSTÍ, J.; ANADÓN, P.; ARBIOL, S.; CABRERA, L.; COLOMBO, F. y SÁEZ, A. (1987): "Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins)". *Münchner Geowiss. Abh. (A)* v. 10, 35-42.
- ÁLVAREZ-SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. y SACRISTÁN-MARTÍN, M.A. (1987): "Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain". *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, v. 10, 43-48.
- CÁMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985): "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.* 41, pp. 391-404.
- DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. y RÍOS-ARAGÜES, 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*. T. LXXXIII, 1-47.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis doctoral. Univ. Granada. 395 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1929): "Pistas de aves fósiles en el Oligoceno de Peralta de la Sal". *Mem. R. Soc. Esp.-Hist. Nat.* T. XV, 379-382.
- HIRST, J.P.P. y NICHOLS, G.J. (1986): "Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, pp. 247-258.
- LANAJA, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME, 465 p.
- MALLADA, L. (1878): "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, 15, pp. 1-439.
- MARTÍNEZ PEÑA, M.B. y POCOVÍ, A. (1988): "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geol. Hispánica*, 23, pp. 81-94.
- MARTÍNEZ PEÑA, M.B. (1991): *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Doc. Univ. de Zaragoza, 380 p.
- MIALL, A.D. (1978): "Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary". In A.D. Miall, ed. *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 597-604.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979): "Aportación a la Geología de la región de Barbastro". *Acta Geol. Hispánica*, 14, pp. 289-292.

- PEÑA MONNÉ, J.L. (1983): "La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico". *Inst. Est. Ilerd.* 365 pp.
- POCOVI, A. (1978): *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doc. Univ. de Barcelona, 218 p.
- QUIRANTES, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis. Doc. Univ. Granada. Inédita.
- REYNOLDS, A.D. (1987): *Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean fore-land basin*. Ph. D. Thesis. Univ. of Liverpool, 309 p.
- RIBA, O. y LLAMAS, M.R. (1965): "Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca)". I Col. internacional de las obras públicas en terrenos yesíferos. Com. t, V. pp. 1-14, Servicio Geológico de Obras Públicas, Madrid.
- 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 III*, pp. 181-159. IGME.
- SANZ, J. y SAMSÓ, J.M.: *Memoria y mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja de Peralta de Alcofea (nº 325), 2ª serie MAGNA*, IGME, Madrid.
- SÉGURET, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud 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 südpynäis Sierrren in Oberaragonien. *Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Paleontologie und Geologie*. Beil-Bd 71, B, pp. 370-406, 19 figs., 4 pl. dont une carte a 1: 350.000 (*Publicaciones extranjerias sobre geología de España*, t. IV, 1948).
- SENZ, J.G., y ZAMORANO, M.: *Memoria y mapa geológico de España a escala 1.50.000, Hoja de Monzón (nº 326), 2ª serie MAGNA*. IGME, Madrid.
- (1992): "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamientos de las Sierras Marginales occidentales". *Acta Geol. Hisp.*, v. 27 nº 1-2, pp. 195-209.
- ULLASTRE, J. y MASRIERA, A. (1983): "Le passage Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: donnés nouvelles". *Géol. Méditerranéenne*, T. X. nº 3-4, pp. 277-281.
- VAN HOORN, B. (1970): "Sedimentology and paleogeography of an upper cretaceous turbidite basin in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geologische Mededelingen*, v. 45, pp. 73-154.