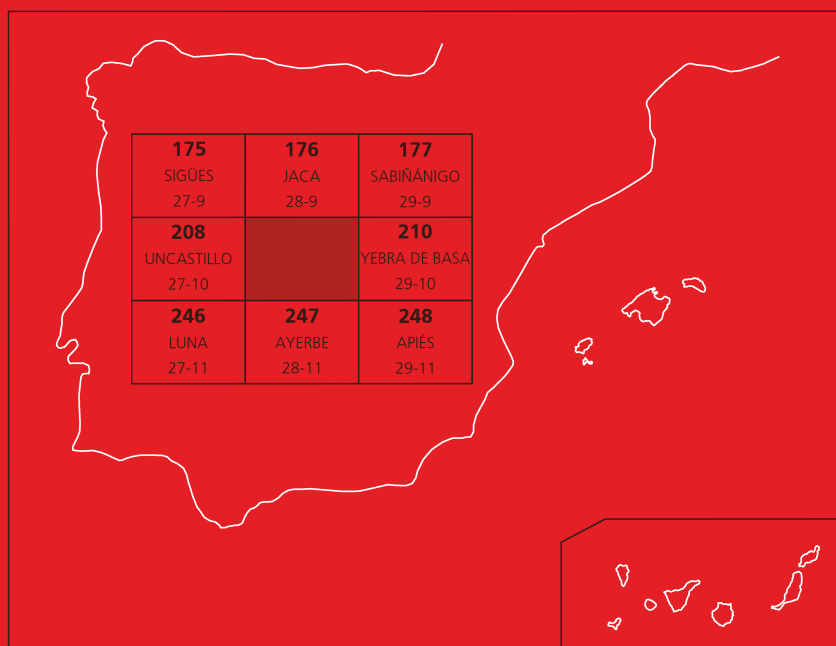




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



AGÜERO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

AGÜERO

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
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-782-8
Depósito legal: M-9557-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Agüero-209) han sido realizadas en el año 1992 mediante un Proyecto por Administración del Instituto Geológico y Minero de España con oficina de Proyecto en Jaca (Huesca). En el año 1995 se incorporó el apartado de Hidrogeología elaborado desde la oficina de Proyectos del IGME en Zaragoza y se revisó la Memoria. En la realización de esta Hoja han intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. García-Sansegundo (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- M.J. Montes Santiago (IGME). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- E.A. Garrido Schneider (IGME). Hidrogeología y Memoria.

Dirección y supervisión del IGME

- A. Barnolas Cortinas (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	7
1.2. ANTECEDENTES	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. TRIÁSICO	8
2.1.1. Arcillas y yesos (1)	8
2.1.2. Calizas y margas (facies Muschelkalk) (2)	8
2.1.3. Arcillas, areniscas y yesos (facies Keuper) (3)	9
2.2. TRIÁSICO SUPERIOR–JURÁSICO	9
2.2.1. Brechas y calizas recristalizadas blancas (4)	9
2.2.2. Calizas margosas (5)	10
2.3. CRETÁCICO SUPERIOR	11
2.3.1. Calizas, margas, lutitas y areniscas (6)	11
2.4. CRETÁCICO SUPERIOR–PALEOCENO	12
2.4.1. Lutitas rojas y areniscas (facies Garumniense) (7)	12
2.5. TERCARIO (EOCENO A MIOCENO)	13
2.5.1. Calizas, calizas de alveolinas, conglomerados con cantos de cuarzo y areniscas (Guara inferior y media) (8)	16
2.5.2. Calizas con grandes Nummulites (Guara superior) (9)	16
2.5.3. Calizas y margas (Fm Guara) (10)	16
2.5.4. Margas grises, areniscas y lutitas localmente con glauconita y calizas bioclasticas (Fm margas de Arguís) (11, 12 y 13)	17
2.5.5. Areniscas y margas grises (Fm Belsue-Atarés) (14)	18
2.5.6. Lutitas y areniscas laminadas grises (Areniscas de Yeste-Arrés) (15)	19
2.5.7. Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y calizas con gasterópodos (16)	19
2.5.8. Areniscas en paleocanales con lag microconglomerático y lutitas rojas, ocasionalmente con paleocanales amalgamados (17 y 17a)	20
2.5.9. Lutitas rojas con niveles tabulares de areniscas (18)	21
2.5.10. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales (19)	21
2.5.11. Conglomerados, areniscas en paleocanales y lutitas pardo-rojizas (20)	22
2.5.12. Conglomerados masivos y lutitas rojas (21)	23
2.5.13. Lutitas pardo-amarillentas y niveles de areniscas en paleocanales (22)	23
2.5.14. Conglomerados en paleocanales, lutitas pardo-rojizas y niveles de calizas con gasterópodos y algas (23)	24

2.5.15. Conglomerados masivos (24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 y 31)	24
2.5.16. Lutitas y areniscas formando paleocanales (32)	26
2.5.17. Conglomerados con cantos del Grupo Campodarbe y calizas (Cg. de la Peña del Sol) (33)	26
2.6. CUATERNARIO	27
2.6.1. Terrazas fluviales (34)	27
2.6.2. Glacis y niveles aluviales altos (35)	27
2.6.3. Depósitos de ladera y fondo de valle (36)	27
3. ESTRUCTURA	28
3.1. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO DEL GUARGA	28
3.2. LA ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS EXTERIORES	29
3.2.1. Anticlinal de Rasal	29
3.2.2. Anticlinal de Santo Domingo, antiforme del Gállego y cabalgamiento de San Felices	30
3.2.2.1. Anticlinal de Santo Domingo	31
3.2.2.2. Antiforme del Gállego	31
3.2.2.3. Cabalgamiento de San Felices	31
3.2.2.4. Interpretación de las estructuras	32
3.2.3. Sistema de cabalgamientos de Riglos	33
4. HISTORIA GEOLÓGICA	34
5. GEOMORFOLOGÍA	35
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	35
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	36
5.2.1. Estudio morfoestructural	36
5.2.2. Estudio del modelado	37
5.2.2.1. Laderas	37
5.2.2.2. Formas fluviales	37
5.2.2.3. Formas poligénicas	38
5.2.2.4. Formas antrópicas	39
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	39
5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	40
5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	41
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	42
6.1. HIDROGEOLOGÍA	42
6.1.1. Climatología	42
6.1.2. Hidrología	42
6.1.3. Características hidrogeológicas	42
6.1.3.1. U.H. 18: Santo Domingo-Sierra de Guara	43
6.1.3.2. Sistema hidrogeológico del Terciario continental	44
6.2. RECURSOS MINERALES	45
7. BIBLIOGRAFÍA	47

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

Las primeras referencias sobre la geología de la zona que comprende la Hoja de Agüero se deben a MALLADA (1881, 1895-1907) y a DALLONI (1910), trabajos que poseen un valor esencialmente histórico. Posteriormente SELZER (1934) aportó los primeros datos sobre la estratigrafía y estructura, además de elaborar un mapa geológico que incluye el ámbito de la hoja de Agüero. Los trabajos de ALMELA Y RIOS (1951) constituyen un estudio bastante detallado de todas las Sierras Exteriores que incluye importantes datos sobre la estratigrafía edad y estructura; estos mismos autores elaboraron el mapa geológico a escala 1: 50.000 de la Hoja de Agüero (RIOS y ALMELA, 1954), que constituye un excelente documento si se tiene en cuenta la época en que fue realizado.

Más recientemente, SEGURET (1972) elaboró un importante estudio de la Zona Surpirenaica, en el que aporta una visión aloctonista de la estructura. Asimismo, en esta misma época PUGDEFABREGAS y SOLER (1973) realizaron un corte geológico de las Sierras Exteriores, cuya interpretación aún está vigente hoy en día. GARRIDO (1973) y PUIGDEFABREGAS (1975) elaboraron importantes trabajos que aportan datos referentes a la sedimentología y a las relaciones entre tectónica sedimentación de la zona estudiada.

En la época más reciente se han realizado importantes trabajos sedimentológicos de la zona, entre los que pueden ser citados los de NICHOLS (1984), HIRST y NICHOLS (1986) y HOGAN (1993). Por otra parte, también se han publicado algunos trabajos referentes a la interpretación estructural de las Sierras Exteriores (CAMARA y KLIMOWITZ, 1985; NICHOLS, 1987 a y b; POCOVÍ *et al*, 1990 y MILLAN *et al*, 1992).

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Agüero se sitúa al Oeste de la Provincia de Huesca, aunque en la parte meridional de la hoja, a la altura del Río Gállego, existe un pequeño sector del Norte de la Provincia de Zaragoza. El área comprendida por la hoja, se localiza al Norte de la Hoya de Huesca y al Este de la comarca de las Cinco Villas. Dentro del ámbito de la hoja, al Sur, se localiza la Sierra de Salinas que presenta relieves abruptos y desniveles importantes, del orden de los 500 m. En estas sierras se encuentran los Mallos de Riglos, al Este de los cuales se localiza la mayor altitud de la hoja que es el Pico Pusilibro de 1592 m. Bordeando las sierras por el Norte, en la parte oriental de la hoja discurre hacia el Oeste el río Gállego, que a la altura del Embalse de la Peña cambia su curso hacia el Sur. Los relieves de la parte central y septentrional de la hoja son más suaves. Las localidades más importantes de la Hoja de Agüero son: Botaya, Javierrelate, Anzanigo, situados en la parte septentrional y Yeste, Murillo de Gállego y Agüero en los alrededores de las sierras, al Sur de la hoja.

Geológicamente, el sector cartografiado forma parte de la zona Surpirenaica. En su parte Norte, la Hoja de Agüero, presenta sedimentos continentales de edad terciaria del Grupo de Campodarbe, que ocupan el núcleo del sinclinorio del Guarga. Este conjunto de rocas representan una cuenca sedimentaria de tipo "piggy back". Al Sur de la hoja se localizan las Sierras Exteriores aragonesas, que representan el frente surpirenaico. En estas sierras, afloran principalmente rocas mesozoicas y eocenas, normalmente calcáreas, que están afectadas por estructuras alpinas. Estas estructuras observables en las Sierras Exteriores son principalmente cabalgamientos, emplazados en una secuencia de bloque superior, encontrándose los cabal-

gamientos más modernos al Norte. Al SO de la hoja afloran sedimentos continentales terciarios de la Formación de Uncastillo, pertenecientes a la cuenca de antepaís meridional del Pirineo (Cuenca del Ebro).

2. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas observables en la Hoja de Agüero presentan facies continentales y marinas someras de edad triásica (Muschelkalk y Keuper) y se localizan principalmente al Sur de la hoja, en las Sierras Exteriores. Por encima de estas rocas se reconoce una sucesión de facies marina, principalmente calcárea, en la que se observan, por un lado, rocas jurásicas (al Norte de San Felices) y, por otro, rocas del Cretácico Superior, estas últimas discordantes sobre las rocas jurásicas o sobre las triásicas. El paso a las rocas terciarias viene marcado por un nivel de arcillas rojas y areniscas en facies Garumniense. Por encima de las arcillas rojas afloran las Calizas de Guara, en facies marinas someras y las margas de Arguís, estas últimas caracterizando una sedimentación de plataforma con influencia deltaica (prodelta). Por encima de estas margas, se instalan unos sedimentos terciarios continentales que se han denominado Grupo de Campodarbe. Estas rocas continentales ocupan la mayor parte de la extensión de la Hoja de Agüero, localizándose en su parte septentrional y central. Por encima del Grupo de Campodarbe o lateralmente, en la parte meridional de la hoja se reconocen una serie de conglomerados que están adosados a la Sierras Exteriores y que se relacionan con los cabalgamientos de dichas sierras. Distalmente, en pocos centenares de metros, los conglomerados pasan a sedimentos continentales constituidos por areniscas y arcillas. Este conjunto litológico, relacionado claramente con las estructuras de las Sierras Exteriores, se ha denominado Formación de Uncastillo.

2.1. TRIÁSICO

Las rocas triásicas fueron descritas por primera vez en las Sierras Exteriores por MALLADA (1881) y corresponden a las más antiguas de la hoja de Agüero. Constan de arcillas rojas, con abundantes yesos, sobre las cuales se disponen unas calizas de plataforma somera, reconocidas por primera vez por SELZER (1934). Encima de las calizas afloran nuevamente arcillas rojas que ocasionalmente presentan yesos y areniscas. Estas rocas pueden considerarse equivalentes a la Formación Pont de Suert definida por MEY *et al.* (1968) en el Pirineo Central, y que tiene edad triásica (Muschelkalk-Keuper). En la Hoja de Agüero, se han diferenciado tres tramos, el inferior y superior lutíticos y el intermedio calcáreo.

2.1.1. Arcillas y yesos (1)

En la hoja de Agüero, esta unidad se observa mal, pues solo se reconocen pequeños afloramientos en la base de algunos cabalgamientos. Aparece constituida por arcillas de tonos rojizos, vinosos, entre las que suelen existir importantes acumulaciones de yesos. Esta unidad siempre aflora muy tectonizada, por lo que resulta prácticamente imposible conocer su espesor y el orden estratigráfico.

2.1.2. Calizas y margas (facies Muschelkalk) (2)

Esta unidad calcárea, es muy monótona, pudiéndose distinguir diferentes niveles litológicos, con los que no es posible llegar a establecer un orden estratigráfico. Por lo general, son calizas micríticas, de tonos grises u ocres, a veces laminadas o tableadas, en capas decimétricas,

aunque existen tramos de escala métrica. También es frecuente encontrar capas de calizas margosas y niveles de brechas intraformacionales. La base de estas calizas pasa bruscamente a la unidad infrayacente. Sin embargo, la parte superior es gradual, encontrándose algunos metros de alternancias de calizas, margas y niveles de carniolas. El espesor de estas calizas es muy variable; así, en la parte occidental de la hoja es de unos 50 m, mientras que en sectores más orientales puede llegar a los 200 m de potencia. Ocasionalmente, se observan fósiles, sin valor cronoestratigráfico, entre los que es posible reconocer restos de gasterópodos, ostrácosos, lamelibránquios, etc. Por el tipo de facies que se observan, estas calizas podrían representar una sedimentación marina de poca energía, de tipo "lagoon". Por correlación con otros sectores del Pirineo oriental, a las calizas de esta unidad se les atribuye una edad Muschelkalk.

2.1.3. Arcillas, areniscas y yesos (facies Keuper) (3)

Por lo general, esta unidad aflora mal, encontrándose casi siempre cubierta por la vegetación. Consta de arcillas rojo-vinosas entre las que, ocasionalmente, pueden reconocerse algunos niveles de areniscas de grano fino y acumulaciones de yesos. Su espesor es difícil de determinar, debido a la deformación, aunque se puede estimar que es de unos 100 m. En esta unidad no se han encontrado restos de fósiles. Tanto su base como el techo son bastante bruscas. En la parte inferior pueden reconocerse algunos niveles de carniolas y la superior afloran areniscas rojas. Por correlación con otros sectores del Pirineo oriental se atribuyen al Keuper.

2.2. TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO

El Jurásico de la hoja de Agüero fue observado por vez primera por NICHOLS (1984). Las rocas atribuidas a esta edad, únicamente afloran en el extremo suroccidental de la hoja, concretamente en la parte frontal de una "tête plongeante" que corresponde a la Unidad de San Felices. Esta rocas afloran en la base del cabalgamiento donde se han diferenciado dos unidades cartográficas que a su vez agrupan a otras unidades litológicas que fueron identificadas previamente por MELÉNDEZ y POCOVÍ (1987) y por COMAS-RENGIFO et al. (1989). La unidad inferior está formada esencialmente por dolomías y brechas calcáreas. La unidad superior está formada por calizas bioclásticas, margas y calizas margosas.

2.2.1. Brechas y calizas recrystalizadas blancas (4)

La base de esta unidad cartográfica está formada por un tramo de unos 20 m de espesor, de dolomías tableadas, de color gris, que deben corresponder a la parte superior del Triásico. Este tramo es equivalente a la Formación Isábena (CALVET y ANGLADA, 1987) de la Unidad Surpirenaica Central y a la Formación Imón de la Cordillera Ibérica. Sobre las dolomías tableadas se disponen brechas calcáreas, monogénicas, muy recrystalizadas, y con un espesor próximo a los 70 m. Este tramo de brechas dolomíticas equivaldría a la Formación Cortes de Tajuña de la Cordillera Ibérica y se atribuye al Hettangiense. El tramo superior de esta unidad cartográfica consiste en dolomías tableadas de color negro, amarillento por alteración, en capas de 2 a 15 cm, con un espesor aproximado de 15 m y que se superponen directamente sobre las brechas dolomíticas. MELÉNDEZ y POCOVÍ (1987) citan la presencia de sombras de oolitos en la parte superior. Por su posición puede representar la unidad de calizas some-rizantes típicas de Sinemuriense, equivalentes de la Formación Cuevas Labradas de la Cordillera Ibérica. En todo caso su espesor es muy reducido, si comparamos con otros cortes de la vertiente sur de los Pirineos, posiblemente por laminación de parte del tramo, tal y como sugiere su estructura compleja, atribuida a "slumps" por MELÉNDEZ y POCOVÍ (1987).

2.2.2. Calizas margosas (5)

La base de esta unidad cartográfica está formada por calizas bioclásticas grises, con intercalaciones margosas y aspecto noduloso, con abundante fauna (belemnites, braquiópodos, lamelibranchios, ammonites y restos de crinoideos). El espesor de este tramo litológico es de unos 20-30 m. Sobre él se encuentran margas grises y amarillentas con intercalaciones de calizas margosas con fauna abundante de braquiópodos, ammonites, belemnites, lamelibranchios y restos de crinoideos. El espesor del tramo margoso, por debajo de la discordancia del Cretácico Superior es de unos 20 m.

MELÉNDEZ Y POCOVÍ (1987) citan dos asociaciones de fauna en las calizas bioclásticas del tramo inferior de esta unidad; la primera asociación, en la parte inferior del tramo, con *Uptonia* sp. y *Beaniceras* sp., caracterizarían según estos autores las Zonas *Jamesoni* a *Ibex* del Carixiense inferior – medio. La otra asociación, procedente probablemente de la parte superior de las calizas bioclásticas, indicaría un Domeriense superior por la presencia de *Zeilleria* (*Z*) *quadrifida* DEL., *Lobothyris punctata* (SOW), *L. subpunctata* (DAV) y *Spiriferina alpina falloti* (CORROY). Para COMAS-RENGIFO et al. (1989) el tránsito con la unidad anterior estaría cubierto (unos 2 m) y la fauna encontrada en estas calizas bioclásticas indicaría un Domeriense, muy probablemente un Domeriense medio – superior. Citan un primer tramo faunístico en los 5 m inferiores con *Arieticerias* sp., *Pseudopecten* sp. y *Gryphaea* sp., un segundo tramo faunístico con *Lobothyris subpunctata* (DAV), *Pseudopecten* sp., y *Gryphaea* sp., en los siguientes 5 m, y un último tramo faunístico con *Emaciaticerias* sp., *Canavaria* sp., *Lobothyris subpunctata* (DAV), *Lobothyris punctata* (SOW), *Quadratrirhynchia attenuata* (DUBAR), *Zeilleria* (*Z*) *quadrifida* (LAMARCK), *Liopiriferina alpina falloti* CORROY, *Pseudopecten* sp., *Pleuromya* sp., y Belemnites. Esta última asociación se reconoce en la base del tramo faunístico siguiente, de unos 18 a 20 m, muy cubierto en la parte superior.

En el tramo litológico superior, formado por margas con intercalaciones de calizas margosas, MELÉNDEZ Y POCOVÍ (1987) reconocieron una asociación faunística con *Harpoceratoides*, *Hildaites* cf. *striatus*, *Dactylioceras* (Ort.) *semicelatum* (SIMPSON) y *Eleganticerias* sp., que caracterizarían a la Zona Tenuicostatum del Toarciense inferior. COMAS-RENGIFO et al. (1989) reconocen en este tramo 10 niveles con diversas asociaciones faunísticas de los que transcribimos los más significativos desde el punto de vista de atribución bioestratigráfica siempre según estos autores. El primer nivel, situado a 20 cm de la base, contiene *Dactylioceras* (*Eodactylites*) sp., que permiten asignarlo a la Zona Tenuicostatum (Subzona Mirabile) del Toarciense inferior. El cuarto nivel faunístico, situado a unos 2,5 m de la base y con unos 3 m de espesor contiene *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (SIMPSON), *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *ernsti* LEHMAN, *Lobothyris punctata arcta* (DUBAR), *Quadratrirhynchia attenuata* (SEGUENZA), *Zeilleria* (*Zeilleria*) *sarthacensis culeiformis* (ROLLIER), *Plicatula* sp., *Pentacrinus* sp., y Belemnites. Esta asociación faunística permite atribuirlo a la Zona Tenuicostatum (Subzona Semicelatum). En el nivel faunístico 6, situado a unos 5,7 m por encima de la base y con un espesor de unos 2,7 m, reconocieron *Protogrammoceras madagascariense* (THEVENIN), *Harpoceratoides* sp., *Hildaites* cf. *levisoni* (SIMPSON), *Lobothyris punctata arcta* (DUBAR), *Stomorhynchia bouchardi* (DAVIDSON), *Liospiriferina alpina falloti* CORROY, *Liospiriferina undulata* (SEGUENZA), *Pseudopecten* sp., *Pentacrinus* sp., Belemnites y Ostreidos. Esta asociación contiene elementos que caracterizan a la parte superior de la Zona Tenuicostatum y a la Zona Serpentinus (Subzona Strangewaysi). El último de los niveles faunísticos reconocidos, situado a unos 12 m de la base, contiene *Orhildaites douvillei* (HAUG), *Harpoceras* sp., *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE, *Sphaeroidothyris perfida* (CHOFFAT), *Homoeorhynchia batalleri* (DUBAR), *<Rhynchonella> vasconcellosi* CHOFFAT y

Telothyris? jauberti (DESLONGCHAMPS). que permiten atribuirlo a la Zona Sepentinus (Subzona Falcifer). En base a la litología, a su contenido paleontológico y a su edad, COMAS-RENGIFO et al. (1989) atribuyen este tramo a la Formación Turmiel de la Cordillera Ibérica.

2.3. CRETÁCICO SUPERIOR

En las Sierras Exteriores, el Cretácico Superior ha sido estudiado por diversos autores entre los que pueden ser citados MALLADA (1881, 1895-1907), DALLONI (1910), ALMELA y RIOS (1951), SOUQUET (1967), MOLINA (1985), ARQUED et al. (1986). Las rocas del Cretácico Superior se encuentran sobre un substrato erosionado con rocas del Keuper o del Jurásico, de forma que existe una laguna estratigráfica que abarca todo el Jurásico, salvo en la unidad de San Felices, dentro de la hoja, donde el Jurásico Inferior está preservado, y el Cretácico Inferior.

2.3.1. Calizas, margas, lutitas y areniscas (6)

El Cretácico Superior, en facies de plataforma marina somera ha sido agrupado en una única unidad cartográfica. A grandes rasgos, se pueden diferenciar tres tramos, uno basal arenoso, uno intermedio de calizas con Rudistas y otro superior en el que predominan calizas micríticas con gasterópodos.

El tramo basal se caracteriza por presentar areniscas rojizas, entre las que se pueden intercalar delgados niveles lutíticos. Suele aflorar mal y su espesor que varía desde 0 hasta unos 10 m. En estos niveles es posible encontrar algunos restos fósiles de briozoos o Rudistas, principalmente.

El tramo intermedio se caracteriza por presentar calizas, calizas dolomíticas, calcarenitas o calizas arenosas con abundantes construcciones de Rudistas. Es debido a la presencia de estos restos fósiles, por lo que esta unidad es conocida desde antiguamente con el nombre de Calizas con Rudistas (DALLONI, 1910). Por lo general, son calizas de tonos grises, parduzcos o amarillentos, tableadas en capas decimétricas, que suelen presentar finas intercalaciones margosas. Los tramos de calizas amarillentas o parduscas suele resaltar en el relieve constituyendo un excelente nivel guía. Frecuentemente, las calizas son muy arenosas e incluso pueden contener cantos de cuarzo centimétricos, flotando en la caliza, tal y como se puede observar en la Fuente de la Alberca. Las calizas y calizas dolomíticas son intramicritas o intraesparitas, con texturas "wackestone" a "grainstone", siendo características las construcciones de Rudistas (ARQUED et al., 1986). En la parte alta de este tramo, se pueden reconocer algunos niveles de margas y, por encima, calizas micríticas con texturas "grainstone"; pudiéndose reconocer entre estos niveles restos de fósiles fragmentados, de equinodermos, braquiópodos y algas. En la parte SE de la hoja, hacia la parte baja de estos niveles superiores se han reconocido "hard grounds". La potencia de la totalidad del tramo intermedio es variable, siendo unos 50 m el espesor más común. En los niveles inferiores de este tramo, en diversas localidades de las Sierras Exteriores, MOLINA (1985) encontró abundantes restos fósiles. Entre estos restos fueron clasificados, por este mismo autor, foraminíferos de las especies: *Idalina antiqua*, *Lacazina elongata*, *Quinqueloculina* sp., *Dicyclina slumbergeri*, *Cuneolina conica*, *Coskinolina* sp., *Rotalia* sp., *Cyclolina cretacea*, *Cyclopsinella steinmanni*, *Dictyopsella kiliani* y *Accordiella conica*. Entre los restos de Rudistas MOLINA (1985) cita la presencia de *Rodolites* sp. y *Birradiolites* sp. Debido a la presencia de *Lacacina elongata* estos dos niveles basales pueden ser atribuidos al Santoniense.

El tramo superior, generalmente, consta de un nivel de calizas micríticas bioclásticas, donde suelen abundar fósiles de gasterópodos. Este tramo se encuentra mejor desarrollado hacia la parte meridional de la hoja (al Sur de la Sierras Exteriores) y su espesor varía de 0 m a unos 25 m como máximo. En áreas próximas (transversal de Arguís, al Este de la hoja de Agüero), ARQUED *et al.* (1986) describe niveles comparables a estos, con fauna de gasterópodos, ostrácodos, y charófitas, por lo que estos autores, atribuyen estos niveles al Campaniense-Maastrichtiense.

En algunos sectores de la hoja, concretamente al Sur del embalse de la Peña, en la parte alta del tramo superior del Cretácico se han podido reconocer niveles de areniscas pardas, cuarcitas y lutitas. Los niveles arenosos tienen los cantos de cuarzo bien redondeados y la matriz es calcárea, las lutitas suelen ser verdosas o rojizas. Entre estos niveles arenosos fueron reconocidos restos de ostreidos y de vegetales (carbón).

En algunas zonas como es en la Unidad de San Felices-Punta Común, a la altura del río Gállego, entre las calizas de la parte alta del Cretácico y las calizas con Rudistas del tramo intermedio, se suelen encontrar unos 10 m de arcillas rojizas, lo que en algunas ocasiones condujo a que diversos autores (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973) considerasen a las calizas de esta unidad superior como pertenecientes a la unidad superior (Garumniense). Sin embargo, debido a que en otros sectores de las Sierras Exteriores están en continuidad con los niveles inferiores, y a que algunos autores consideran estas calizas como cretácicas, en este trabajo se prefiere incluir este nivel calcáreo en el Cretácico.

El tramo inferior de esta unidad representa una sedimentación litoral detrítica, posiblemente con influencia continental que evoluciona a una sedimentación marina carbonatada en la que se instalan cuerpos arrecifales de Rudistas bien representados en el tramo intermedio de la unidad. Los niveles superiores del tramo intermedio representan una sedimentación litoral de alta energía. Por su parte, el tramo superior, con mucha menor energía, seguramente se depositó en un medio lacustre, con una posible instalación de sistemas deltaicos en las proximidades, representados por las areniscas que, ocasionalmente, se reconocen en la parte alta.

2.4. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

En las Sierras Exteriores el tránsito Cretácico-Terciario se encuentra dentro de una unidad compleja, con facies detríticas y carbonáticas depositadas en medios continentales. Esta unidad se compone principalmente por lutitas rojas, entre las que pueden aparecer intercalaciones métricas de areniscas canalizadas. Se conocen desde LEYMERIE (1877) como Garumniense a las que MEY *et al.*, (1968) denominaron como Formación Tremp en el Pirineo Central. En las Sierras Exteriores las facies gerumnienses son poco potentes por lo que se ha optado por mantenerlas dentro de una única unidad cartográfica.

2.4.1. Lutitas rojas y areniscas (facies Garumniense) (7)

El espesor de esta unidad es de unos 50 m. No se han reconocido restos fósiles pero, esta unidad representa la transición entre el Mesozoico y el Cenozoico, encontrándose, por lo tanto, su edad entre el Cretácico Superior (Maastrichtiense) y el Paleoceno.

En las Sierras Exteriores, las facies garumnienses fueron estudiadas por diversos autores desde un punto de vista sedimentológico. A grandes rasgos, puede decirse que en sectores más orientales, fuera del ámbito de estudio, concretamente en el sector de Tremp constituyen depósitos de predominio fluvial (NAGTEGAAL, 1969). En las Sierras Exteriores, hay un predo-

minio de las facies lacustres (PUIGDEFABREGAS, 1975) constituyen un medio sedimentario con mayor influencia lacustre. Se trata de lutitas, con algunos niveles de areniscas intercalados, frecuentes niveles de caliche e intercalaciones de calizas lacustres.

2.5. TERCIARIO (EOCENO A MIOCENO)

Sobre la unidad de tránsito descrita previamente, que incluye la parte inferior del Terciario (Paleoceno) se disponen directamente las calizas transgresivas del Eoceno marino. Estas calizas fueron denominadas "Calizas de Alveolinas" por DALLONI (1910) haciendo referencia al importante contenido que tienen de estos foraminíferos. PUIGDEFABREGAS (1975) las denominó como Formación calizas de Guara incluyendo en ellas todas las calizas de edad Eoceno de las Sierras Exteriores. Esta unidad presenta una notable disminución de su espesor, de Este a Oeste, desde unos 1000 m en la Sierra de Guara a unos 50 m en el sector estudiado. La Formación Guara ha sido redefinida recientemente por SAMSO *et al.* (1994), entendiendo como tal exclusivamente a las calizas de plataforma de edad Luteciense que se encuentran en las Sierras Exteriores. Esta Formación ha sido subdividida por estos autores en tres tramos o miembros. El tramo inferior consta de calizas con cantos redondeados de cuarzo (Guara inferior), el intermedio de calizas grises, frecuentemente muy ricas en alveolinas (Guara media) y, por último, el tramo superior se caracteriza por presentar calizas con grandes *Nummulites* (Guara superior).

En la presente hoja los dos tramos basales afloran siempre con una potencia variable, sin embargo, el reducido espesor del tramo inferior (Guara inferior), impide su individualización en la cartografía. Es por esta causa, que se han agrupado en una única unidad cartográfica los tramos inferior y medio (Guara inferior y media) (8). El tramo superior (Guara superior) únicamente aflora en el flanco septentrional del anticlinal de Santo Domingo, donde se ha representado en la cartografía (9). En la parte meridional de dicho anticlinal no se encuentran los niveles típicos de la caliza de Guara superior, pero se reconocen unas margas y calizas de transición a la unidad suprayacente (margas de Arguís). Debido al reducido espesor de las calizas de Guara, en este sector, se agrupan en una única unidad todas las calizas: Guara inferior, Guara media y los niveles de transición a las margas de Arguís (10).

Sobre las calizas de plataforma de la Fm Guara se disponen las margas de Arguís (11). Son margas azules de plataforma y prodelta, que presentan intercalaciones en la base de areniscas con glauconita (12) y, hacia la parte superior intercalaciones de calizas bioclásticas y arrecifales (13).

Sobre las margas de Arguís, y en tránsito gradual, se disponen areniscas y margas grises que, de forma genérica, fueron denominadas "facies de transición" (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) y que fueron estudiadas en detalle por PUIGDEFABREGAS (1975). En el extremo NE de la hoja, las unidades de transición presentan facies deltaicas, mientras que en el flanco sur del sinclinatorio del Guarga, las facies son litorales y representan el tránsito entre las facies marinas de la Fm margas de Arguís, a las facies continentales del Grupo de Campodarbe. Se han identificado dos unidades cartográficas correspondientes a las facies deltaicas de la Fm Belsú-Atarés de PUIGDEFABREGAS (1975) (14) y las areniscas laminadas lacustres con posible influencia marina de la Fm areniscas de Yeste-Arrés, del mismo autor (15).

El Grupo de Campodarbe, fue estudiado extensamente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975). Más recientemente JOLLEY y HOGAN (1989), HOGAN (1993) y MONTES (1992) aportan nuevos datos sedimentológicos, magnetoestratigráficos y estratigráficos. Esta unidad corresponde a una potente serie, constituida por alternancias de cuerpos de areniscas y/o conglomerados en paleocanales, con lutitas y limolitas de tonos par-

dos y rojizos. El origen de estos sedimentos es continental, esencialmente fluvial y aluvial. Esta extensa serie corresponde al relleno más moderno de la Cuenca de Jaca y ocupa el núcleo del sinclinatorio del Guarga, que se extiende desde el Oeste del anticlinal de Boltaña hasta Navarra, con dirección ESE-ONO.

Dentro de esta serie detrítica se han distinguido varias unidades, atendiendo a sus características litológicas y de facies. Las relaciones verticales y laterales de estas unidades a lo largo del sinclinatorio del Guarga, ponen de manifiesto que corresponden a litofacies, genéticamente relacionadas con procesos y medios sedimentarios. En la bibliografía, las unidades así relacionadas se denominan sistemas deposicionales (FISHER y McGOWEN (1967)). Los límites de estos sistemas deposicionales corresponden a discontinuidades que representan cambios en la polaridad sedimentaria (progradación-retracción) y/o discordancias. Estos límites, observables sobre todo en las zonas proximales de los sistemas aluviales y fluviales (Norte y NE del sinclinatorio del Guarga), se han seguido en la cartografía a partir del trazado de las líneas de capa, poniéndose de relieve mediante líneas cronoestratigráficas consignadas con letras (A, B, C,...) ordenadas de más antigua a más moderna. Cuando una de estas líneas coincide con un cambio de facies en la vertical, en el mapa geológico se representa como un contacto normal. En otras ocasiones, estas líneas se siguen dentro de una misma unidad cartográfica como una isocrona, sin que separe litologías diferentes.

Desde un plano más general del que representa la hoja de Agüero, a la vista de las cartografías geológicas realizadas por PUIGDEFABREGAS (1975) y MONTES (1992) se observa que, hacia el NO, buena parte del Grupo de Campodarbe, por un lado pasa lateralmente a facies de transición (Fm. Belsúe-Atarés, y arenisca de Yeste-Arrés) y, por otro lado, a facies de plataforma de la Fm. margas de Arguís. Este hecho, que ha sido reflejado detalladamente en la cartografía en las hojas contiguas y es la causa de que las líneas cronoestratigráficas inferiores (A, B, C) no aparezcan dentro del Grupo de Campodarbe en la hoja de Agüero. Por otra parte, dentro de las margas de Arguís, no se han diferenciado estas líneas.

Estos sistemas deposicionales se han agrupado en complejos sedimentarios, cuyos límites están caracterizados por discontinuidades de mayor rango, como discordancias o variaciones importantes en la paleogeografía de la cuenca (MONTES, 1992). A los complejos sedimentarios se les ha atribuido el nombre de las formaciones definidas por SOLER y PUGDEFABREGAS (1970) y son los siguientes:

- Complejo sedimentario de Campodarbe.

Contiene las litologías comprendidas entre la discordancia de Campodarbe y su prolongación cartográfica (línea O), así como los sedimentos continentales más modernos, que lateralmente tienen una equivalencia a unidades de transición y marinas (línea D). Su edad es Priabonense inferior y medio.

- Complejo sedimentario de Anzánigo.

Se sitúa sobre el complejo sedimentario de Campodarbe (línea D) y abarca sedimentos continentales que no tienen una equivalencia lateral a unidades marinas. Está acotado en su parte superior por las primeras entradas de conglomerados masivos de San Juan de la Peña y Peña Oroel, al Norte de la hoja, así como su prolongación cartográfica (línea F). Su edad es Priabonense superior-Stampiense inferior.

- Complejo sedimentario de Bernués.

Se sitúa sobre el anterior complejo sedimentario (línea F) y abarca los materiales más modernos que afloran en el núcleo del sinclinorio del Guarga. Su edad es Stampiense medio-superior?

Las unidades cartográficas que se han distinguido representan facies deposicionales y, dentro de la hoja de Agüero corresponden a los epígrafes 16, 17, 17a, 18, 19 20, 21, 22 y 23.

Por último, en el borde meridional de la hoja de Agüero afloran los materiales terciarios más modernos de la hoja que corresponden a la Fm Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Corresponde a una serie de abanicos aluviales que, en sus partes proximales, presentan unidades conglomeráticas que se disponen en "onlap" sobre el borde sur de las Sierras Exteriores. Esta unidad es sintectónica con la mayoría de las estructuras observables en dichas sierras. Los conglomerados, hacia el Sur, pasan a facies distales de areniscas y lutitas.

Dentro del ámbito de la hoja de Agüero, el contacto entre el Grupo de Campodarbe y la Formación de Uncastillo no es claro, debido a la similitud que presentan las facies de ambas unidades en este sector. Sin embargo, en la hoja de Uncastillo este límite ha sido cartografiado por diversos autores (RIBA *et al.*, 1973; PUIGDEFABREGAS, 1975; TEIXELL *et al.*, in press.).

En la hoja de Agüero, los afloramientos de la Formación de Uncastillo quedan circunscritos al borde meridional de la misma, al Sur de la Sierras Exteriores. Todas las litologías aquí observadas quedan estratigráficamente por encima de las capas más altas del Grupo de Campodarbe. Se observan varios niveles de conglomerados, ordenados de muro a techo (desde la unidad cartográfica número 24 hasta la 31 y los más recientes de la Peña del Sol, 33). Distalmente, hacia el Sur, los conglomerados pasan a facies lutítico-arenosas (32). Ambos tipos de facies, conglomeráticas y lutítico-arenosas, han sido estudiadas por NICHOLS (1984), quien las agrupó en el sistema distributivo fluvial que denominó "Sistema de Luna". A grandes rasgos, dentro de la hoja de Agüero, las paleocorrientes de la Formación de Uncastillo se dirigen al Sur (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), coincidiendo con el paso, hacia el Sur, de facies conglomeráticas a facies lutítico-arenosas. El espesor máximo de la serie, en la zona estudiada, es difícil de conocer debido a que las capas se disponen en discordancia progresiva, dando lugar a una geometría en abanico, reflejando así el levantamiento tectónico de las Sierras Exteriores, aspecto este que ya fue observado por SELTZER (1934) y PUIGDEFABREGAS (1975). En sectores más occidentales (hoja de Uncastillo) el espesor estimado para esta unidad es de unos 1500 m.

En cuanto a la edad de estas rocas, al Sur del área estudiada, en la hoja de Ayerbe, CRUSAFONT y PONS (1969) encontraron restos de mamíferos que permiten atribuir al Aquitaniense a niveles relativamente altos de la Formación de Uncastillo. Una revisión más reciente de estas faunas, ha conducido a considerar estos niveles pertenecientes al Ageniense, representando esta edad el límite Oligoceno - Mioceno (ÁLVAREZ-SIERRA *et al.* (1987). Asimismo, PUIGDEFABREGAS (1975) consideró toda la Formación de Uncastillo de edad Chatiense - Aquitaniense, la cual es coherente con la obtenida por HOGAN (1993) a partir de métodos magnetoestratigráficos. Por su edad y facies, la Formación de Uncastillo puede ser correlacionada con la Formación de Sariñena, definida por QUIRANTES (1969), y que esta muy bien desarrollada en toda la zona meridional de las Sierras Exteriores aragonesas.

2.5.1. Calizas, calizas de alveolinas, conglomerados con cantos de cuarzo y areniscas (Guara inferior y media) (8)

En la hoja de Agüero, por encima de las lutitas rojas y areniscas en facies garumniense, se reconoce un tramo inferior de calizas con facies características a las que han sido descritas para el tramo inferior de las calizas de Guara. Son calizas grises arcillosas en las que frecuentemente se reconocen cantos de cuarzo redondeados e intercalaciones de niveles margosos. Hacia sectores más orientales de la hoja, la cantidad de calizas disminuye notablemente, pudiéndose reconocer niveles de conglomerados con matriz calcárea y abundantes estratificaciones cruzadas. El espesor de esta unidad es variable, así en el extremo SE de la hoja se encuentra la potencia máxima, que llegar a ser de 20 m. Sin embargo, en el resto de la hoja, por lo general, no se sobrepasa la decena de metros. En estos niveles, frecuentemente, se reconocen restos fósiles de *Alveolina* y pequeños *Nummulites* que según determinación de SAMSO permiten atribuir una edad Luteciense inferior a estos niveles.

Por encima de los niveles basales de la caliza de Guara, en la hoja de Agüero, afloran unas calizas grises, cuya principal característica es que en numerosas ocasiones se componen de acumulaciones de *Alveolina*. Estos niveles corresponden al tramo medio de las calizas de Guara. Por lo general, son calizas masivas, de colores grisáceos o blanquecinos y bioclásticas. Su espesor es variable pudiendo ser de unos 80 m en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo a unos 10 m en el flanco sur. La fauna de foraminíferos encontrada en estos niveles es de *Alveolina*, *Nummulites*, Rotálidos, *Cosquiskinolina*, *Fabularia*, *Fabiania*, etc., que según determinación de SAMSO permiten atribuir estos niveles al Luteciense medio.

2.5.2. Calizas con grandes Nummulites (Guara superior) (9)

Este nivel aflora en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo, así como en el núcleo de la estructura sinformal que se reconoce al Oeste del pico Pusilibro. Esta unidad aparece constituida por calizas grises, cuya principal característica es el alto contenido de grandes *Nummulites*. El espesor de este nivel es variable en la hoja de Agüero, desde unos 5 m en la parte occidental a unos 20 o 30 m en la parte central y oriental de la hoja. En ocasiones no se observan los *Nummulites*, sin embargo, en estos casos las calizas del tramo superior de la Formación Guara se suelen caracterizar por presentar abundantes restos de algas rodófitas y ostreidos. La fauna encontrada en estas calizas permite atribuir las al Luteciense superior, según la determinación de J.M. SAMSO. En la zona de charnela del anticlinal de Rasal, estas calizas aparecen erosionadas por la unidad suprayacente, correspondiente a las margas de Arguís.

2.5.3. Calizas y margas (10)

Como ha sido indicado en la introducción de este epígrafe, debido al reducido espesor de la caliza de Guara, en el sector SO de la hoja, (flanco sur del anticlinal de Santo Domingo y Unidad de San Felices) se han agrupado en una única unidad los tramos inferior y medio de la caliza de Guara y a las capas de transición a las margas de Arguís. El tramo superior de las calizas de Guara, no es observable en este sector de la hoja. Las características de las calizas de Guara inferior y media ya han sido explicadas anteriormente. De forma resumida son las siguientes:

- El tramo inferior de la caliza de Guara se caracteriza por presentar calizas arcillosas con cantos de cuarzo. En este sector SO, este nivel es más conglomerático que en el resto de la hoja. El espesor es inferior a 10 m.

- En lo que se refiere al tramo intermedio de las calizas de Guara, en este sector SO tiene unas características muy similares a las del resto de la hoja. Se trata de calizas con abundantes acumulaciones de *Alveolina*, siendo la principal diferencia, el hecho de que el espesor es muy reducido, de tan solo unos 15 m.

- El tramo superior de esta unidad, observable en este sector de la hoja, corresponde a calizas y margas que pasan gradualmente a la unidad superior (margas de Arguís). Este tramo se dispone directamente sobre niveles de Calizas de Guara media, y se caracteriza por presentar alternancias métricas de niveles de calizas bioclásticas y margas. Las calizas son arcillosas, en capas decimétricas y contienen abundante fauna de lamelibranquios (Pectínidos), Pteredos y *Discocyclus*. El espesor es variable, pudiendo ser en el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo, de unos 20 m. Según la determinación de SAMSO, estos niveles pueden tener una edad Bartonense. Esta unidad supone una transición hacia la unidad suprayacente de margas de Arguís, pudiéndose incluso observar en el mapa geológico el paso lateral a la serie margosa.

2.5.4. Margas grises, areniscas y lutitas localmente con glauconita, y calizas bioclásticas (Fm. margas de Arguís) (11, 12 y 13)

Esta es una unidad esencialmente margosa, que aflora principalmente en la zona meridional de la hoja de Agüero. La Fm. margas de Arguís se observa en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo, en una gran franja de dirección ESE-ONO. En la zona meridional de la Sierra de Santo Domingo, se reconocen estas margas formando parte del flanco sur del anticlinal de Santo Domingo. En el extremo NE de la hoja, también se observan afloramientos de esta unidad.

Los primeros estudios de las margas de Arguís fueron realizados por ALMELA y RIOS (1951) y MANGIN (1959-60), autor este último a quien se debe esta denominación. Más recientemente, esta unidad ha sido objeto de diversos trabajos sedimentológicos y cronoestratigráficos (PUIGDEFABREGAS, 1975; CANUDO *et al.*, 1988; HOGAN, 1993).

Litológicamente, las margas de Arguís corresponden a una potente unidad de colores grises y azulados. Su espesor varía en dirección E-O; así, en flanco sur del sinclinatorio del Guarga, en la localidad de Rasal, se pueden medir unos 1000 m de estas margas, mientras que en Salinas de Jaca el espesor es de 700 m. En dirección N-S, también existen variaciones del espesor, siendo este menor hacia el Sur; así, la potencia mínima se ha medido en el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo, en el corte del Río Gállego, donde no supera los 300 m.

Las margas de Arguís, hacia la parte baja, son homogéneas y azoicas. En la zona de Rasal, intercaladas en los tramos basales de las margas de Arguís, se sitúan una serie de cuerpos de areniscas y margas azoicas, muy bioturbadas, con gran abundancia en glauconita, que en la cartografía se ha diferenciado con el número (12). Estos cuerpos de arenisca se observan hacia el Este del mapa, a lo largo de todo el flanco sur del sinclinatorio del Guarga. En la zona de charnela del anticlinal de Rasal, situada en la ermita de la Trinidad, las areniscas con glauconita (12) se apoyan discordantemente sobre el tramo superior de las calizas de Guara. Estas areniscas se interpretan como depósitos distales de plataforma, donde la sedimentación es escasa, ya que las areniscas presentan glauconita e intensa bioturbación. Por otro lado, dada la ausencia de fauna, la sedimentación habría tenido lugar por debajo de la zona fótica. Hacia las partes proximales de estas areniscas se encuentran los depósitos deltaicos de la Fm. Belsue-Atarés (14).

Por encima de estos niveles de areniscas, las margas de Arguís presentan mayor abundancia de fauna, observándose restos de Briozoos, *Nummulites* y Bivalvos en las partes inferiores y Corales, Algas y Gasterópodos en las superiores. Esta distribución vertical de la fauna, representa un decrecimiento de la batimetría durante la sedimentación de las margas de Arguís. Las facies de la Fm margas de Arguís fueron interpretadas por PUIGDEFABREGAS (1975) como de plataforma, en relación con medios deltaicos, instalados en zonas más proximales. Las margas representan una profundización relativa de la cuenca en relación a las calizas de Guara anteriormente descritas. Según CANUDO *et al.* (1988), en la columna de Arguís (hoja de Apiés), y según HOGAN (1993) en la columna de Salinas de Jaca (SW de la presente hoja) estas margas tendrían una edad Bartonense-Priabonense medio.

En el flanco sur del sinclinal del Guarga y en el extremo NE de la hoja, afloran una serie de calizas bioclásticas, cartografiables, que resaltan en la topografía por encontrarse incluidas dentro de la serie margosa, y que han sido representadas en el mapa (13). Estos niveles son diacrónicos y corresponden a calizas bioclásticas de 15 a 50 m de espesor. Las calizas son ricas en fauna, observándose abundantes restos de algas, *Nummulites* y corales. En el flanco sur de sinclinal del Guarga, estos niveles fueron estudiados por PUIGDEFABREGAS (1975), quien los denominó Bentúe de Rasal, Rasal - Garoneta y Carcavilla - Santo Domingo. El primero de ellos es el más antiguo y está compuesto principalmente por colonias de briozoos, tanto incrustantes como ramosos. En zonas más orientales, situadas fuera del ámbito de la hoja de Agüero, CANUDO *et al.*, (1988) situaron el límite Bartonense-Priabonense en niveles equivalentes al de Bentúe de Rasal. El nivel de Rasal-Garoneta se sitúa a techo de las margas de Arguís, observándose en él una cierta asociación entre algas y *Nummulites*. El nivel de Carcavilla-Santo Domingo se observa en la parte SW de la hoja, a techo de las margas de Arguís. Este último nivel presenta gran abundancia de *Discocyclus*, correspondientes al contenido faunístico marino más moderno de la zona. En el extremo NE de la hoja, aflora un banco bioclástico denominado nivel de Oroel superior - Garoneta. Este es de similares características al de Carcavilla - Santo Domingo y se caracteriza por presentar corales en posición de vida. En general, los niveles de calizas se interpretan como de origen arrecifal, favorecidos en su génesis por episodios de escasa sedimentación detrítica.

2.5.5. Areniscas y margas grises (Fm. Belsue-Atarés) (14)

Esta formación aflora, únicamente, en el extremo NE de la hoja, se constituye por areniscas y margas grises, que se sitúan, gradualmente, sobre las margas de Arguís a las que en parte, pasan lateralmente. Así, en la columna de Bernués, esta formación presenta secuencias de areniscas y margas granocrecientes y estratocrecientes, de escala decamétrica. En las secuencias de la parte inferior, las areniscas presentan estratificación cruzada de bajo ángulo; mientras que en las de la superior, se observan laminaciones de "ripples" de oscilación, estructuras de "flaser" y "linsen". El techo de las areniscas suele estar bioturbado. Dentro de las areniscas, se suelen reconocer bioclastos de gasterópodos, bivalvos, algas y restos de plantas. El espesor de esta unidad es de unos 200 m.

Las facies de la Fm. Belsue-Atarés se interpretan como deltaicas, progradantes sobre las margas, siendo las secuencias estratocrecientes el resultado de la progradación de lóbulos deltaicos. En la zona NE de la hoja, esta unidad fue atribuida a la parte baja del Priabonense medio (CANUDO *et al.*, 1988).

2.5.6. Lutitas y areniscas laminadas grises (Areniscas de Yeste-Arrés) (15)

Esta unidad cartográfica corresponde a un nivel muy continuo que puede seguirse a lo largo de todo el flanco sur del sinclinatorio del Guarga. La parte inferior de las Areniscas de Yeste-Arrés constan de un tramo de alternancias de margas grises y capas métricas de areniscas, ambas bioturbadas; donde se suelen encontrar abundantes restos fósiles de *Dyscociclinas*, *Nummulites*, briozoos, algas y bivalvos. La parte superior de la unidad consiste en un conjunto de areniscas con intercalaciones de margas grises cuyo espesor no supera individualmente los 20 m. En estos tramos superiores se observan frecuentes láminas paralelas de areniscas, con "ripples" de oscilación y a veces estructuras de "flaser" y "linsen". En la zona más oriental de la hoja, este tipo de facies coexisten con otras donde se observan estructuras de relleno de canales ("scour and fill") de escala centimétrica. Hacia el Oeste, las estructuras dominantes en las areniscas son laminaciones paralelas. En conjunto, toda la unidad no supera los 100 m.

Lateralmente, hacia el Este, en las proximidades de Rasal, la arenisca de Yeste-Arrés pasan lateralmente a la parte inferior del Grupo de Campodarbe (Línea D). Esta unidad es la última con características de sedimentación marina que presenta esta equivalencia. Este hecho queda puesto de relieve en el mapa geológico, ya que, al Oeste de Rasal, las líneas de capa no reflejan este cambio lateral de facies.

La parte inferior de la unidad presenta unas facies que se pueden interpretar como depósitos marinos restringidos, precedentes al inicio de la sedimentación continental, que caracteriza el Grupo de Campodarbe.

Según la columna de Salinas de Jaca (SO de la hoja), HOGAN (1993) reconoce en esta unidad el "cron" cronoestratigráfico 15 que según CAVELIER y POMEROL (1988) equivale a la parte alta del Priabonense medio.

2.5.7. Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y calizas con gasterópodos (16)

Esta unidad aflora principalmente en el flanco sur del anticlinal de Atarés (extremo NE de la hoja) y en el flanco norte del anticlinal de Botaya. Se dispone de forma concordante sobre la Formación Belsúe-Atarés (14) siendo su base transicional con respecto a la misma. El espesor en la columna de Bernués supera los 1200 m.

Litológicamente consiste en una alternancia de lutitas de colores pardo-amarillentos y capas de arenisca, siendo más importante, en proporción, los tramos lutíticos sobre los arenosos. Las areniscas suelen ser de grano fino y contienen estructuras de "ripples" de corriente y estratificación cruzada de pequeña escala. La ordenación interna de las capas de arenisca es granodecreciente y a veces presentan una ligera morfología canaliforme. Las direcciones de las paleocorrientes medidas en las areniscas se dirigen hacia el Oeste y NO.

En los tramos lutíticos es frecuente observar evidencias de edafización, manifestadas por una mayor intensificación del color rojizo en las lutitas así como la presencia de numerosos "burrows". En el flanco norte del anticlinal de Botaya se han encontrado esporádicamente algunos nódulos de yeso asociados a los tramos lutíticos.

Esta unidad se interpreta como depósitos fluviales distales de cauces inestables y frecuentes desbordamientos, con el consiguiente dominio de la sedimentación lutítica de la llanura de inundación, en la que se desarrollarían nódulos de yeso en épocas de intensa evaporación.

Las relaciones laterales de ésta unidad son complejas. Hacia el Este (hojas de Yebra de Basa y Boltaña) esta unidad cambia lateralmente a las facies proximales de cono aluvial, observables en la Sierra de Canciás. Hacia el Sur tiene su equivalente en las unidades de arenisca y lutitas del flanco sur del sinclinatorio del Guarga, tal y como puede deducirse de los cortes geológicos (unidades 17 y 19). Por otra parte, los materiales de esta unidad situados por debajo de la línea D, hacia el NO, fuera ya del ámbito de la hoja, pasan lateralmente a las facies deltaicas de la Fm. Belsúe-Atarés.

Con respecto a la edad de esta unidad, HOGAN (1993) mediante magnetoestratigrafía reconoce el "cron" 13 (35-36 m.a.) en varias localidades a lo largo del flanco sur del anticlinal de Atarés, y en concreto en la columna de Bernués. Dicho autor reconoce esta zona de polaridad magnética por encima del techo de esta unidad, en la parte inferior de la suprayacente. Si se tiene en cuenta que el "cron" 13 aparece cerca de 1 m.a. por encima del límite Eoceno-Oligoceno, y asumiendo tasas de sedimentación homogéneas, el límite Priaboniense-Stampiense (línea E) debe situarse en el techo de la unidad. Así pues, la edad de ésta unidad sería Priaboniense medio-parte terminal del Priaboniense superior. Esta edad corresponde a la obtenida por CANUDO *et al.*, (1988) para la Fm. Belsúe-Atarés en esta zona.

2.5.8. Areniscas en paleocanales con lag microconglomerático y lutitas rojas, ocasionalmente con paleocanales amalgamados (17 y 17a)

Esta unidad aflora en el núcleo del anticlinal de Botaya, aunque principalmente está representada en el flanco sur del sinclinatorio del Guarga, situándose aquí de forma concordante y transicional sobre las Areniscas de Yeste-Arrés (15).

Litológicamente, esta unidad se caracteriza por presentar alternancias de lutitas y areniscas rojas. Las areniscas tienen una ordenación interna granodecresciente, con tamaños de grano que oscilan entre grava, en la base, y arena fina. Los cantos son de caliza, arenisca y sobre todo cuarzo. Las estructuras también presentan una ordenación en secuencias positivas, con estratificación cruzada de "megaripples" en las partes inferiores y "ripples" de corriente hacia el techo. Estas areniscas se presentan en capas entre 3 a 7 m de espesor, formando cuerpos muy continuos en los que a veces se observan morfologías canaliformes. En la base de las capas de arenisca son frecuentes los "scours", en donde se han medido paleocorrientes que apuntan hacia el NO y Oeste.

Los tramos lutíticos suelen presentar tonos rojizos y están afectados por fenómenos pedogénicos y bioturbación ("burrows"). Las lutitas contienen frecuentes intercalaciones de areniscas de grano fino en las que se observan "ripples" de corriente. Dichas intercalaciones presentan variaciones a lo largo de la unidad, siendo más frecuentes y potentes tanto en la zona oriental (Javierrelatre), como en los afloramientos del núcleo del anticlinal de Botaya. En la zona occidental (Anzánigo y barrancos de Organiso y Lagé) estas intercalaciones son más delgadas y a veces coexisten con niveles centimétricos de calizas micríticas, siendo aquí los tramos lutíticos más potentes.

Hacia el Oeste, esta unidad pasa lateralmente a facies más distales (unidad 18), mientras que hacia el Este, fuera del ámbito de la hoja de Agüero, lo hace a facies más proximales de tipo fluvial trenzado. Hacia el NO por debajo del sinclinatorio y en el núcleo del anticlinal de Botaya, esta unidad pasa a facies más distales, caracterizadas por el menor espesor de las capas de areniscas y predominio de los tramos lutíticos (unidades 16 y 19). Por otra parte, los materiales situados por debajo de la línea D, pasan lateralmente a las facies de transición de la uni-

dad 15 (Arenisca de Yeste-Arrés).

Esta unidad se interpreta como depósitos fluviales meandriformes de cauces estables con una llanura de inundación bien desarrollada. En las proximidades de la Casa Organiso se ha distinguido una subunidad cartográfica, caracterizada por la mayor frecuencia y potencia de capas de arenisca respecto a los tramos de lutitas (17a). Este conjunto se interpreta que corresponde a una serie de canales amalgamados, desarrollados probablemente por un cambio de la pendiente sedimentaria.

Debido a sus cambios de facies, esta unidad es muy heterócrona. De acuerdo con los datos de HOGAN (1993), puede considerarse que tiene una edad Priaboniense superior-Stampiense inferior. La isócrona del límite Eoceno-Oligoceno (línea E), se encontraría dentro de esta unidad.

2.5.9. Lutitas rojas con niveles tabulares de areniscas (18)

Esta unidad aflora en el flanco sur del sinclinatorio del Guarga, en la zona este de la hoja (Salinas de Jaca y Villalangua). En este sector, se sitúa de forma concordante con la Arenisca de Yeste-Arrés. Asimismo, también aflora en el núcleo del anticlinal que deforma la unidad estructural de San Felices (SO de la hoja). En este último sector, en su base se reconoce el nivel bioclástico de Carcavilla-Santo Domingo (unidad 13). En las proximidades del puerto de Santa Barbara (NO de la hoja) también se ha cartografiado esta unidad como paso lateral de la unidad 19.

Esta unidad está caracterizada por presentar alternancias de lutitas rojas y niveles tabulares de arenisca. Los tramos lutíticos son los más abundantes y contienen intercalaciones de limolitas y areniscas rojas, de grano fino con laminación paralela. También se reconocen capas centimétricas de calizas micríticas. La potencia de esta unidad, medida en la columna de Salinas de Jaca es de unos 1300 m, aunque en la zona del río Asabón puede llegar a medir 1600 m.

Las areniscas se presentan en capas entre 1 y 3 m de espesor, son principalmente de grano medio a fino y en ellas pueden observarse estratificación cruzada en surco y “ripples” de corriente. Normalmente, presentan morfologías tabulares, aunque a veces se observan algunos cuerpos convexos y otros con forma de canal. Esporádicamente, en las areniscas es posible observar estructuras de acreción lateral. Las direcciones de paleocorriente están dirigidas hacia el Oeste y ONO.

Esta unidad se interpreta como un depósito de llanura aluvial distal, con desarrollo de sedimentos de avenida en lámina, cauces sinuosos (acreción lateral) y canales inestables poco sinuosos (cuerpos canaliformes laxos). Correspondería a las facies distales del importante sistema fluvial que representa la unidad 17. Este cambio lateral de facies, hacia el Oeste se localizaría en el flanco sur del sinclinatorio del Guarga y hacia el NO en el núcleo del anticlinal de Botaya.

La edad de esta unidad deducida por HOGAN (1993) mediante estudios magnetoestratigráficos, es Priaboniense superior-Stampiense inferior. La isocrona del límite Eoceno-Oligoceno estaría contenida dentro de esta unidad, al igual que ocurría en la unidad anterior.

2.5.10. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales (19)

Esta unidad aflora extensamente en la zona oriental de la hoja, en ambos flancos del sinclinatorio del Guarga, así como en el anticlinal de Botaya, en la zona occidental.

Como en las unidades anteriores, esta se caracteriza por presentar una litología alternante de lutitas y areniscas. Las lutitas son parecidas a las de las unidades anteriores. En ellas se reconocen intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino, con ripples de corriente, bioturbación debida a raíces y signos de pedogénesis. Una característica destacable, es que las lutitas presentan coloraciones pardo-amarillentas.

Las capas de areniscas se presentan en cuerpos poco potentes y de escasa continuidad lateral, con una morfología canaliforme muy acusada y abundancia de estructuras de acreción lateral. Internamente presentan estructuras semejantes a las anteriores unidades, con secuencias positivas, tanto en tamaño de grano, que va desde medio hasta fino, como en estructuras, observándose estratificación cruzada y ripples de corriente. Las direcciones de paleocorriente están dirigidas hacia el NO, Oeste y SO.

La potencia máxima de toda la unidad se ha deducido de los cortes geológicos que pasan por el flanco sur del anticlinal de Botaya, donde se llega a medir unos 2500 m.

Esta unidad se interpreta como depósitos de sistema fluvial meandriforme, con canales sinuosos de pequeña entidad encajados en la llanura aluvial lutítica. Este tipo de facies representa una homogeneización de los sistemas fluviales que se encuentran al Sur y Norte del sinclinal de la Guarga. Con respecto a los sistemas fluviales más meridionales, esta unidad representa un cambio en el estilo meandriforme de la unidad 17, pasándose aquí a cauces más encajados en la llanura de inundación, la cual a su vez es más potente. En cuanto a los sistemas del Norte, representan un estadio intermedio entre los avances aluviales de San Juan de la Peña y Peña Oroel y las facies más distales de llanura lutítica, representadas por la unidad 16.

La edad de esta unidad, deducida de los datos de HOGAN (1993) sería Priaboniense superior-Stampiense medio, en su parte más baja.

2.5.11. Conglomerados, areniscas en paleocanales y lutitas pardo-rojizas (20)

Esta unidad forma parte de un conjunto de materiales conglomeráticos, cuyos primeros afloramientos en la serie y su continuidad en la cartografía (línea F), definen la Formación Bernués (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) y el Complejo sedimentario de Bernués (MONTES, 1992). Esta unidad se encuentra en ambos flancos del sinclinal de San Juan de la Peña, situado al NE de la hoja, así como en un estrecho afloramiento, al Norte del sinclinal de Lagé.

Litológicamente, esta unidad consiste en alternancias de capas de conglomerado, areniscas y lutitas. Los conglomerados se presentan en capas con un espesor medio de 5 m y tienen la base erosiva. Internamente, en estos conglomerados aparecen cicatrices erosivas que representan un relleno multiepisódico, con abundantes "scours" que indican paleocorrientes hacia el Sur y SO. Los cantos de los conglomerados son principalmente de arenisca, de niveles inferiores del Grupo de Hecho, y de caliza. El techo de estos niveles suele estar constituido por un tramo de arenisca de grano grueso o medio, con ripples de corriente. Las lutitas son de color pardo rojizo y contienen intercalaciones tabulares de areniscas de grano fino, con laminación paralela y "ripples". Este conjunto de materiales se encuentra formando secuencias granodecrecientes.

En la columna de Bernués, la potencia de esta unidad es de unos 130 m, sin embargo, hacia el Este, alcanza un espesor superior a 800 m debido cambio lateral de facies que experimenta la unidad 23.

Esta unidad se interpreta que corresponde a sedimentos de cursos de agua trenzados, próximos a abanicos aluviales, los cuales forman parte de depósitos intermedios entre abanicos aluviales y fluviales. Lateralmente, esta unidad presenta facies más distales que las fluviales meandriformes de la unidad 19. Así por ejemplo, hacia sectores orientales, como la zona de Artaso, este hecho queda evidenciado en la cartografía, observándose la división de esta unidad en 4 niveles que se intercalan en una serie lutítico-arenosa. En la terminación periclinal del anticlinal de Botaya, también se reconoce este cambio lateral de facies, aunque no sea tan marcado. Así, en este sector se observa como las partes inferiores de ésta unidad pasan a la unidad 19, mientras que las superiores lo hacen a las facies más lutíticas de la unidad 22. Este último hecho se observa en las carreteras N-330 al Sur de Bernués y 240 al al Sur del puerto de Santa Bárbara, donde se observan canales de conglomerados dentro de dicha unidad. Estos canales de conglomerado más expansivos representarían el máximo de progradación los de conos aluviales de San Juan de la Peña.

Según los datos magnetoestratigráficos de HOGAN (1993), la edad de esta unidad, así como de las suprayacentes a la línea F (unidades nº 21, 22 y 23), sería Estampiense. Este autor encuentra los "crones" 11 y 12 en la columna de Salinas de Jaca, situada en el flanco sur del sinclinal de Longas. Los niveles estratigráficos donde reconoce dichos "crones" son los más modernos en la cuenca y se consideran equivalentes a las unidades de conglomerado del sinclinal de San Juan de la Peña.

2.5.12. Conglomerados masivos y lutitas rojas (21)

Dentro de la hoja, esta unidad se ha cartografiado al Norte de la localidad de Botaya, donde ocupan un reducido afloramiento. Litológicamente, la unidad consta de potentes bancos conglomeráticos e intercalaciones de niveles lutíticos. Las capas de conglomerados son de escala métrica o decamétrica y masivas sin que se pueda observar claramente su ordenación interna. Como en la unidad anterior, los cantos están bien rodados y son principalmente de arenisca, pertenecientes al Grupo de Hecho, observándose también cantos de caliza, aunque mucho más escasos. Las lutitas son de color rojo intenso y presentan intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas. La potencia de la unidad es de unos 90 m.

Esta unidad se interpreta que corresponde a depósitos de abanico proximal. El equivalente distal de estas facies, lo constituye la unidad 20 y, el proximal, las facies de conglomerados masivos de San Juan de la Peña, que afloran al Norte, en la hoja de Jaca. La edad de esta unidad es Stampiense medio.

2.5.13. Lutitas pardo-amarillentas y niveles de areniscas en paleocanales (22)

Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinorio del Guarga y del sinclinal de Lagé. Litológicamente tiene muchas semejanzas con la unidad 19, pero ocupa una posición estratigráfica más alta.

Resumidamente, esta unidad corresponde a alternancias de lutitas y areniscas. Las lutitas son pardo-amarillentas y, en ellas, se reconocen intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino, con "ripples" de corriente, bioturbación debida a raíces, y signos de pedogénesis. Por su parte, las capas de areniscas son delgadas y de escasa continuidad lateral. Presentan morfología de canal y estructuras de acreción lateral. Internamente, las areniscas presentan secuencias positivas de tamaño de grano medio a fino y estructuras, tales como estratificación cruzada y "ripples" de corriente.

El espesor relativo de los tramos de lutitas sobre las capas de arenisca es mayor en esta unidad que en el caso de la 19. Las paleocorrientes observadas, a diferencia de las de la 19, están dirigidas hacia el SSO. El espesor medido en la columna de Salinas de Jaca para toda la unidad es de unos 800 m.

Esta unidad se interpreta como correspondiente a depósitos de sistema fluvial meandriforme, con pequeños canales sinuosos encajados en la llanura aluvial lutítica. A diferencia de la unidad 19, se puede decir que, en este caso, la llanura de inundación entre los canales sinuosos estaría más desarrollada. Además, esta unidad representa un paso lateral brusco con respecto a las unidades conglomeráticas anteriores, interpretadas como depósitos de abanico aluvial, lo que indica un cambio rápido en la pendiente deposicional.

Por su posición estratigráfica la edad de esta unidad se podría situar en la parte alta del Stampiense medio.

2.5.14. Conglomerados en paleocanales, lutitas pardo-rojizas y niveles de calizas con gasterópodos y algas (23)

Esta unidad esencialmente conglomerática, aflora dentro del ámbito de la hoja, en el núcleo del sinclinal de San Juan de la Peña. Las características litológicas de esta unidad son semejantes a los de la unidad 20.

Este conjunto litológico, comparable al de la unidad 20, consta de alternancias de conglomerados y areniscas a techo, que rellenan paleocanales, y lutitas, con las paleocorrientes dirigidas al SSO. En la parte superior de los tramos lutíticos se observan capas de caliza, de escala decimétrica y métrica, lo que ha motivado la individualización en la cartografía de ésta unidad. La base de las calizas es nodulosa, observándose pedotúbulos verticales blanquecinos que pasan transicionalmente a las lutitas inferiores. La parte superior de las calizas es masiva y, ocasionalmente, se observa una ligera laminación paralela. Asimismo, entre las capas de caliza se desarrollan tramos lutíticos grises. El contenido faunístico es escaso, observándose esporádicamente algunos fragmentos de gasterópodos. La potencia de esta unidad, en la columna de Bernués, es de 680 m.

Esta unidad se interpreta como constituida por sedimentos de áreas restringidas entre los abanicos de San Juan de la Peña y Peña Oroel, a cuyos depósitos pasaría lateralmente. En estas zonas restringidas se desarrollarían zonas lacustres someras y caliches, coexistiendo con los depósitos conglomeráticos propios de los conos aluviales. Cronológicamente esta unidad podría ocupar la parte alta del Stampiense medio.

2.5.15. Conglomerados masivos (24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 y 31)

Todas estas unidades conglomeráticas presentan una litología muy similar y representan las facies proximales de los abanicos aluviales de la Formación de Uncastillo. Su distinción en la cartografía se ha realizado a partir del análisis de la relación que guardan la sedimentación de éstas unidades con las estructuras de las Sierras Exteriores. Dentro de la hoja es posible observar como algunos conglomerados son deformados por las estructuras de las sierras; en otros casos se depositan en relación con ellas o las fosilizan. Esta relación tectónica - sedimentación es la causa principal por la que se han individualizado estas unidades en la cartografía, dado que a partir de la edad de estas rocas, en muchos casos, se puede obtener la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos de las Sierras Exteriores. La relación tem-

poral entre depósitos sintectónicos y estructuras de esta zona ya fue puesta de manifiesto por POCOVÍ *et al.* (1990) y HOGAN (1993).

Los conglomerados son bastante masivos, en los que se observa escaso material fino. La matriz es arenosa con cemento calcáreo. Los cantos suelen estar bien redondeados y, en general, son de escala decimétrica, entre 10 y 15 cm, aunque se pueden encontrar bloques de hasta 50 cm. Los cantos suelen ser de calizas, aunque a veces son de areniscas, liditas o cuarzo; la mayoría de ellos proceden de las sierras. La estratificación se suele observar mal, pues los conglomerados son muy masivos. Cuando se pasa a facies más distales, entre las masas conglomeráticas se intercalan algunas capas de areniscas que marcan la estratificación. Estas facies se interpretan como flujos trenzados de agua, pertenecientes a las partes proximales de abanicos aluviales.

Los afloramientos de estas unidades conglomeráticas son de pequeñas dimensiones, por el Norte, presentan las facies más proximales adosadas a las sierras que, rápidamente hacia el Sur, en escasos metros pasan a facies distales. El espesor de estos cuerpos es variable, siendo mínimo por el Norte, donde las capas presentan buzamientos elevados, y aumentando bruscamente hacia el Sur, donde rápidamente se horizontalizan los estratos, dando lugar a discordancias progresivas.

Como ya ha sido indicado los diferentes niveles de conglomerados han sido numerados de más antiguo a más moderno y, en general, se puede decir que los más antiguos afloran al Oeste de la hoja pasándose, progresivamente hacia el Este, a unidades cada vez más modernas. La distribución y dimensiones de estos niveles es la siguiente:

- Unidad conglomerática nº 24.- corresponde a una banda alargada de conglomerados que son los más bajos de la Formación de Uncastillo. Estos conglomerados al estar adosados a las sierras presentan siempre buzamientos subverticales e incluso invertidos. Esta unidad aflora entre el SE de San Felices y Sur de Punta Común. Sus dimensiones máximas son de 1500 m de largo, 100 m de anchura, siendo el espesor mayor del orden de 60 m. Este nivel corresponde al 1A, según la nomenclatura empleada por HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 25.- corresponde a una banda de conglomerados que presentan buzamientos subverticales por el Norte que se horizontalizan hacia el Sur. Esta unidad aflora entre San Felices y Punta Común. Sus dimensiones máximas son de 5 km de largo, 500 m de anchura, siendo el espesor máximo del orden de 50 m. Este es el nivel 1B, según la nomenclatura de HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 26.- corresponde a una banda discontinua de conglomerados que presentan buzamientos subverticales por el Norte que se horizontalizan hacia el Sur. Esta unidad aflora entre San Felices y Punta Común. Sus dimensiones máximas son de 4,5 km de largo, 500 m de anchura, siendo el espesor máximo inferior a 100 m. Según la nomenclatura empleada por HOGAN (1993) este sería el nivel 2 de conglomerados.

- Unidad conglomerática nº 27.- corresponde a una ancha banda de conglomerados, muy continua que aflora entre San Felices y llega al Este de Riglos. Esta unidad conglomerática es la que corresponde a la parte inferior de los Mallos de Agüero. Este nivel conglomerático aflora plegada por el borde sur de las sierras, entre Agüero y Riglos. Sus dimensiones máximas son de 9 km de largo, 1000 m de anchura, siendo el espesor del orden de 150 m. Este nivel corresponde al 3A, según la nomenclatura empleada por HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 28.- corresponde a una banda discontinua de conglomerados que presentan buzamientos suaves, debido a que se encuentra separada de las sierras. Esta unidad aflora entre Agüero y Riglos. Corresponde a la parte alta de los Mallos de Agüero y baja de los Mallos de Riglos. Sus dimensiones máximas son de 8 km de largo, 600 m de anchura, siendo el espesor máximo del orden de los 100 m. Este nivel de conglomerados corresponde al 3B de HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 29.- corresponde a un nivel de conglomerados que, en general, presenta buzamientos suaves. Esta unidad aflora al SE de Riglos y se continúa hacia el Este, fuera del ámbito de la hoja. Corresponde a la parte media de los Mallos de Riglos. Su anchura máxima es de 1,5 km y, el espesor, es del orden de los 150 m. Este es el nivel 4A, según la nomenclatura de HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 30.- corresponde a un nivel de conglomerados que presenta buzamientos suaves y aflora al SE de Riglos. Esta unidad se continúa hacia el SE, en la hoja de Ayerbe. Corresponde a la parte alta de los Mallos de Riglos. Su anchura máxima es de 1,5 km, mientras que el espesor es del orden de los 100 m. Este nivel de conglomerado es el 4B, según la nomenclatura de HOGAN (1993).

- Unidad conglomerática nº 31.- se trata de un nivel de conglomerados muy alto dentro de la Formación de Uncastillo. Únicamente corresponde a un pequeño afloramiento situado al SE del Cerro San Román, de no más de 20 o 30 m de espesor, que fosiliza una de las últimas estructuras de las Sierras Exteriores.

2.5.16. Lutitas y areniscas formando paleocanales (32)

Como ya ha sido indicado, corresponden a las partes distales de los conglomerados anteriormente descritos. Esta unidad tan solo aflora en el extremo SO de la hoja y todos los niveles son equivalentes laterales de los conglomerados descritos en el epígrafe anterior (unidades 24 a 28). Los niveles de conglomerados (unidades 29 a 31) se encuentran incluidos en la Formación de Uncastillo y sus facies distales, que se situarían al Sur, están erosionadas en este sector.

Esta unidad está constituida por lutitas con paleocanales de arenisca, denominadas "facies de paleocanales de Uncastillo" por PUIGDEFABREGAS (1975). Las lutitas son de tonos ocre o amarillentos, mientras que las areniscas presentan tonos más oscuros. Las areniscas son de tamaño de grano medio o grueso, siendo el espesor de los cuerpos areniscosos de unos 5 m. La estructura interna de los cuerpos arenosos está caracterizada por presentar estratificación cruzada que puede ser en surco o planar, indicando un relleno multiepisódico. Hacia las partes más septentrionales, se puede encontrar aún alguna intercalación conglomerática. El espesor mínimo de esta unidad estimado a partir de los cortes geológicos es de unos 700 m.

Estas facies pueden ser consideradas como formadas en medios fluviales algo sinuosos, con flujos trenzado (PUIGDEFABREGAS, 1975; NICHOLS, 1984).

2.5.17. Conglomerados con cantos del Grupo Campodarbe y calizas (Cg. de la Peña del Sol) (33)

Se sitúan al Sur de la hoja, en los alrededores de la Peña del Sol. Se trata de una unidad de conglomerados, subhorizontal, situada por encima de las restantes unidades de la

Formación de Uncastillo, que fosiliza ya todas las estructuras de las Sierras Exteriores. Los clastos de los conglomerados están bien redondeados y presentan diámetros entre 30 y 40 cm. Entre los clastos, existe un predominio de cantos de areniscas micáceas y parduscas, aunque se observan algunos de calizas y de cuarzo, estos últimos más escasos y de menor tamaño. La matriz es arenosa, con cemento de carbonato. La estratificación se observa mal, aunque se reconocen capas de escala métrica, entre las que se pueden intercalar capas de areniscas de grano grueso.

Localmente se observan estratificaciones cruzadas y rellenos de canales, lo que ha permitido comparar esta unidad con el conglomerado de Biel, el cual corresponden a las facies proximales del Sistema de Luna (NICHOLS, 1984). El carácter redondeado de los cantos de arenisca indica un largo transporte de los mismos o que han sido heredados. Se interpreta esta unidad como la parte proximal de un sistema deposicional fluvial.

2.6. CUATERNARIO

En general se puede decir que en la hoja de Agüero, las formaciones cuaternarias tienen muy escasa representación. Aunque en el mapa geomorfológico se han diferenciado todos los depósitos cuaternarios y se describen en el capítulo 5, en este apartado se realizará una breve descripción del tipo de depósito que presentan estas unidades. Para ello, en el mapa geológico, todos los depósitos cuaternarios han sido agrupados en tres conjuntos que son los siguientes: terrazas fluviales, glaciis y niveles aluviales altos y depósitos de ladera, junto a fondos de valle.

2.6.1. Terrazas fluviales (34)

Estos depósitos están asociados a los principales cursos fluviales de la hoja (ríos Gállego, Garona y Asabón). Corresponden a dos niveles de terraza fluvial donde se encuentran cantos rodados de calizas y areniscas, con escasa matriz limosa. Los cantos suelen estar imbricados y, su tamaño, varía entre escasos centímetros y bloques de escala métrica.

2.6.2. Glaciis y niveles aluviales altos (35)

Se consideran depósitos poligénicos, que por su extensión, pueden considerarse los más importantes de la hoja. Aparecen constituidos por conglomerados con cantos bien redondeados de calizas de las sierras y de areniscas del Grupo de Campodarbe. La matriz es lutítico-arenosa de tonos rojizos. Estos depósitos se describen como glaciis debido a los rasgos geomorfológicos, con una pendiente significativa, que presentan sus afloramientos. En su génesis existe una importante componente fluvial.

2.6.3. Depósitos de ladera y fondo de valle (36)

Se han agrupado aquí los canchales asociados a las laderas de las Sierras Exteriores, los depósitos de fondo de valle y los depósitos aluviales - coluviales. Los depósitos de laderas, corresponden a canchales con cantos y bloques angulosos de calizas de las sierras. En otras ocasiones, los canchales están constituidos por cantos redondeados procedentes de los conglomerados de la Formación de Uncastillo. Los depósitos de fondo de valle y aluvial-coluvial tienen un origen poligénico, asociado a procesos fluviales, de laderas y eólicos. Se constituyen por arenas y lutitas entre las que se suelen encontrar algunas gravas.

3. ESTRUCTURA

En los últimos años se ha elaborado un perfil sísmico profundo de reflexión (ECORS Pyrenees team, 1988), lo que ha ocasionado un notable desarrollo del conocimiento de la estructura del Pirineo. A rasgos generales puede decirse que la Cordillera pirenaica se forma a partir de la colisión entre las placas Ibérica y Europea durante el Cretácico Superior y el Paleógeno. La parte central del Pirineo está ocupada principalmente por rocas paleozoicas del basamento hercínico que constituyen la Zona Axial. Esta Zona Axial aparece levantada por cabalgamientos alpinos de escala cortical, observables en el Perfil ECORS. En el margen meridional de esta Zona Axial se formó un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes alpinas que involucran conjuntamente a rocas paleozoicas y mesozoicas (PARISH, 1984; DERAMOND *et al.*, 1985; WILLIAMS y FISHER, 1985; MUÑOZ, 1985; etc). Por delante del apilamiento antiformal, tiene lugar la formación de una serie de cabalgamientos, despegados a nivel de las rocas triásicas, con dirección de transporte hacia el Sur y que se desarrollan hasta la Cuenca del Ebro, constituyendo la Zona Surpirenaica. El acortamiento total que se ha estimado para la Cordillera pirenaica, varía según los autores entre 100 y 150 km (ROURE *et al.*, 1989; MUÑOZ, 1992; etc.).

En la hoja de Agüero se pueden distinguir dos dominios estructurales. El primero de ellos se sitúa en las partes septentrional y central de la hoja y corresponde a una área extensa, donde afloran rocas siliciclásticas del Grupo de Campodarbe. En este dominio la estructura viene caracterizada principalmente por pliegues de dirección aproximada E-O que constituyen el sinclinorio del Guarga. El segundo dominio se sitúa al Sur de la hoja donde afloran rocas mesozoicas y eocenas que se encuentran intensamente deformadas por pliegues y cabalgamientos, constituyendo el frente montañoso de la Cordillera Pirenaica. Por lo tanto la descripción de la estructura de la Hoja de Agüero se realizará teniendo en cuenta la existencia de estos dominios.

3.1. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO DEL GUARGA

La Cuenca de Jaca, en su mitad meridional, presenta una importante estructura que corresponde al sinclinorio del Guarga (PUIGDEFABREGAS, 1975). Esta unidad está ocupada en su totalidad por el Grupo de Campodarbe, si bien afloramientos de esta unidad se encuentran al Sur de dicha estructura, en las Sierras Exteriores. El sinclinorio del Guarga está orientado en dirección ONO-ESE, y se compone internamente por varios pliegues de escala kilométrica, que en el ámbito de la zona estudiada comprenden los dos tercios septentrionales de la hoja.

En una transversal N-S del sinclinorio del Guarga, las estructuras observables corresponden a pliegues cuya expresión cartográfica queda perfectamente definida gracias al trazado de capas que se ha realizado en esta zona. Los pliegues son de escala kilométrica y presentan su plano axial subvertical o ligeramente inclinado al Norte o al Sur. La dirección de estas estructuras suele ser E-O, aunque a veces se encuentran giradas hacia la dirección N-110 E, hecho que es evidente a la vista del mapa geológico. Los ejes de los pliegues suelen encontrarse subhorizontales, aunque observando la cartografía, se reconocen varias terminaciones periclinales de estas estructuras, donde los ejes se inclinan unos 10° al Este o al Oeste, según sea el cierre del pliegue. En su núcleo, los pliegues muestran geometrías angulares, que devienen redondeadas hacia sus arcos externos, tal y como sugiere el patrón cartográfico de las capas; por lo tanto, el ángulo entre flancos es variable, entre 30° y 120°.

Algunas de los principales pliegues que se reconocen dentro del ámbito de la hoja de Agüero se muestran en el esquema tectónico que acompaña el mapa. En general estos pliegues tienen una inmersión hacia el Este que no llega a sobrepasar los 10°. De Norte a Sur, los principales pliegues son los siguientes:

- Sinclinal de La Peña, aflora en el extremo NE de la hoja, a lo largo de unos 6 km, y presenta una dirección N-135 E.

- Anticlinal de Botaya, aflora por todo el borde septentrional. En la mayor parte de la hoja su trazado cartográfico tiene dirección E-O, sin embargo, a la altura de Botaya, cambia a dirección NO-SE.

- Sinclinal de Ena, aflora a lo largo de toda la hoja, con una dirección entre E-O y N-100 E, siendo su trazado bastante discontinuo.

- Sinclinal de Longas, se observa en la mitad oriental de la hoja. Por el Este presenta un dirección N-100 E, para más adelante girar hasta la dirección N- 140 E. Entre los sinclinales de Longas y de Ena, se reconoce un anticlinal de dirección N-140 E que se puede seguir hacia el SE, hasta las Sierras Exteriores, donde corresponde al anticlinal de Rasal, el cual será descrito más adelante.

Se interpreta que los pliegues del sinclinorio del Guarga se forman a favor de un despegue (pliegues despegados). Es factible interpretar que dicho despegue se encuentra bajo el importante espesor de margas de Arguís que deben existir bajo estos pliegues que deforman el Grupo de Campodarbe. Debajo del sinclinorio del Guarga, el espesor de dicha formación margosa posiblemente es superior al que se observa en la hoja.

3.2. LA ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS EXTERIORES

Esta zona corresponde al segundo dominio estructural, observable en la hoja de Agüero y definido en la introducción de este capítulo. Los rasgos generales de las Sierras Exteriores fueron puestos de manifiesto por PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973). Estas sierras constituyen el frente pirenaico meridional que aparece caracterizado por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos que deforman a rocas mesozoicas y terciarias principalmente. En las Sierras Exteriores, el orden de formación de las estructuras puede ser deducido gracias a los sedimentos sinorogénicos que, en numerosos casos, aparecen relacionados con las estructuras, así como por criterios de superposición de estructuras. La práctica totalidad de las estructuras observadas en las Sierras Exteriores, pueden ser relacionadas con la emergencia del cabalgamiento de basamento del Guarga, deducido al Este de la hoja con base a información del subsuelo (CAMARA y KLIMOWITZ, 1985).

3.2.1. Anticlinal de Rasal

A la vista del mapa geológico, la primera estructura en formarse corresponde al anticlinal de Rasal, el cual se sitúa en el extremo SE de la hoja. La dirección de este pliegue es N-S y el plano axial es subvertical, por lo que es difícil precisar la vergencia de ésta estructura. En áreas próximas situadas al SE, en la vecina hoja de Apiés, han sido observadas estructuras comparables al anticlinal de Rasal con vergencias contradictorias (SAMSO *et al*, en prensa). En lo referente a la posición del eje del anticlinal de Rasal, pasa de encontrarse subhorizontal en los sectores más meridionales, e inclinarse unos 30° al Norte, en las proximidades de la localidad de Rasal. Si se

observa el mapa geológico, es posible comprobar que al nivel del Cretácico y de las Calizas de Guara, el anticlinal de Rasal presentan una geometría de pliegue en caja, pudiéndose reconocer buzamientos subhorizontales en la zona de charnela. Por el contrario, en el núcleo del anticlinal de Rasal, donde afloran calizas triásicas, este pliegue es mucho más apretado.

Junto a la ermita de la Virgen de los Ríos, en la zona de charnela del anticlinal de Rasal, es posible observar la existencia de otro pliegue, de menores dimensiones, que tiene dirección E-O y vergencia Norte, que da lugar a una figura de interferencia, observable en el mapa geológico. Por su nivel de despegue, el anticlinal de Rasal se relaciona con los cabalgamientos situados al Sur de la hoja, los cuales están despegados a nivel de las arcillas y yesos del Triásico, tienen dirección NO-SE y vergencia Sur. Esta relación entre las estructuras N-S y los cabalgamientos E-O en la Zona Surpirenaica es evidente en numerosos sectores de la cordillera. Así, el hecho de que se observen estructuras de dirección N-S, ha sido explicado como debido a la existencia de estructuras laterales relacionadas con el frente surpirenaico, concretamente por rampas laterales de dirección N-S situadas en el bloque inferior. Por otra parte, la diferente geometría que presentan el núcleo y las zonas más externas del anticlinal de Rasal, puede ser interpretada como debida a que en la formación del pliegue operaron mecanismos de "buckling", como consecuencia de un acortamiento E-O, favorecido por la posible presencia de sales en la base del Triásico. Este hecho iría en contra de las ideas anteriormente expuestas.

La formación del anticlinal de Rasal tuvo lugar durante la sedimentación de las capas más bajas de las margas de Arguís. Así, en la ermita de la Trinidad, en la zona de charnela del anticlinal, se observan las capas de limos y margas de Arguís discordantes sobre las capas plegadas de las calizas de Guara. Hacia el Norte, en sectores más alejados del núcleo del anticlinal, las margas de Arguís y la base del Grupo de Campodarbe se encuentran suavemente plegados, mientras que la parte media del Grupo de Campodarbe éste anticlinal ya no se desarrolla, siendo ésta última unidad estratigráfica la responsable de su fosilización total. En la vecina hoja de Apiés, estructuras comparables al anticlinal de Rasal, inician su formación con anterioridad a éste (SAMSO *et al*, en prensa). Este tipo de observaciones permiten deducir que las estructuras de dirección N-S observables en este sector del frente surpirenaico, son más modernas hacia el Oeste.

Dentro de la hoja de Agüero, existe otra estructura de dirección N-S comparable al anticlinal de Rasal que corresponde al anticlinal de Fachar, situado en la parte occidental de la hoja, en el flanco septentrional del anticlinal de Santo Domingo. El anticlinal de Fachar está mucho menos desarrollado que el de Rasal y en su flanco occidental se encuentra afectado por un pequeño cabalgamiento que afecta a las calizas de Guara y del Cretácico, por lo que es ligeramente vergente al Oeste. Por debajo de las arcillas de Keuper, este anticlinal está ya muy poco desarrollado. Su formación parece ser contemporánea con la sedimentación de las margas de Arguís.

3.2.2. Anticlinal de Santo Domingo, antiforme del Gállego y cabalgamiento de San Felices

Este conjunto de estructuras afloran en el extremo SO de la hoja de Agüero y dan lugar a una interferencia de estructuras muy compleja, por lo que se describirá cada una de ellas por separado. La cronología de las deformaciones queda bien establecida, gracias a los sedimentos sinorogénicos que se asocian a éstas estructuras. La interpretación en profundidad de las Sierras Exteriores presenta importantes dificultades debido a la inexistencia de información sísmica, por lo que diferentes autores han propuesto diversas hipótesis que serán recogidas y discutidas al final.

3.2.2.1. *Anticlinal de Santo Domingo*

El borde norte de las Sierras Exteriores viene marcado por un anticlinal, que se ha dado en denominar anticlinal de Santo Domingo (ALMELA y RÍOS, 1951). Este pliegue, que es de escala plurikilométrica, atraviesa la hoja de Agüero de Este a Oeste, y se adentra en la hoja de Uncastillo. El anticlinal de Santo Domingo presenta rocas triásicas en su núcleo, se caracteriza por ser muy apretado y no llevar asociados pliegues menores. En la transversal de Agüero (corte I-I' del mapa geológico), la dirección del anticlinal de Santo Domingo es N-130 E y su plano axial está subvertical o inclinado unos 80° al Norte, mientras que hacia sectores más orientales buza en torno a los 60° y su dirección es N-110 E (extremo Oeste de la hoja). El anticlinal de Santo Domingo se encuentra fallado a lo largo de su plano axial por una estructura que se ha correlacionado con el Cabalgamiento de San Felices. Este cabalgamiento es evidente al Sur de la Sierra de Salinas, en la margen derecha del río Gállego.

Más al Oeste, en la vecina hoja de Uncastillo, el anticlinal de Santo Domingo se cierra debido a que sufre una fuerte inmersión, de 55° en esa dirección (NICHOLS, 1987 b). Aún más al Oeste, ésta estructura puede ser seguida afectando a los materiales del Grupo de Campodarbe que recubren las Sierras Exteriores.

3.2.2.2. *Antiforme del Gállego*

En la margen derecha del río Gállego, tanto el anticlinal de Santo Domingo como el cabalgamiento de San Felices se observan plegados por una estructura antiformal, denominada "Antiforme del Gállego" (TEIXELL y GARCIA-SANSEGUNDO, 1995). Este antiforme involucra a rocas que van desde el Triásico hasta el Mioceno. Asociados al antiforme se observan pliegues menores de dirección N-105 E, con vergencia Norte y ejes subhorizontales. Algo más al este, en la margen izquierda río Gállego, tanto el antiforme del mismo nombre como los pliegues menores asociados a él, tienen una fuerte inmersión hacia el Este, dando lugar al cierre cartográfico observable en éste sector.

Los pliegues observables al Sur del embalse de la Peña deforman a los dos flancos del anticlinal de Santo Domingo, así como al cabalgamiento de San Felices, situado en el núcleo del mismo. Estas estructuras podrían relacionarse con el antiforme del Gállego.

3.2.2.3. *Cabalgamiento de San Felices*

El Cabalgamiento de San Felices se observa plegado por el Antiforme del Gállego, la parte frontal de éste se sitúa al Sur del anticlinal de Santo Domingo, dando lugar a una "tête plongeante" (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973; POCOVI *et al*, 1990). En el sector situado al NE de la localidad de Agüero la traza cartográfica del cabalgamiento puede ser seguida desde el núcleo del anticlinal de Santo Domingo hasta su parte frontal, en la zona de Punta Común; sin embargo, más al Oeste, el cabalgamiento desaparece bajo los conglomerados discordantes de la Formación de Uncastillo, para reaparecer de nuevo en la zona de San Felices. Por lo tanto, en ésta última zona no se puede observar la conexión entre el cabalgamiento y el anticlinal de Santo Domingo, aunque dada la posición del plano de cabalgamiento y de los conglomerados que le fosilizan, se puede deducir la relación entre ambas estructuras.

Hacia el Oeste, el desplazamiento del cabalgamiento de San Felices decrece rápidamente. Así, en la vecina hoja de Uncastillo, donde se sitúa el extremo occidental de las Sierras Exteriores, los dos flancos del anticlinal de Santo Domingo, están conectados en un cierre anticlinal sim-

ple, siendo nulo el desplazamiento del cabalgamiento. El cabalgamiento de San Felices está dirigido hacia el SSO y presenta su nivel de despegue basal en las arcillas y sales triásicas. Los materiales más modernos a los que afecta corresponden a areniscas y lutitas de la parte inferior y media del Grupo de Campodarbe que afloran en el bloque inferior del cabalgamiento en posición de flanco invertido; por lo que su formación es posterior a la del anticlinal de Rasal. En éste bloque cabalgado, las capas unas veces se disponen invertidas y casi paralelas al cabalgamiento (corte II-II') y otras forman un elevado ángulo diedro, próximo a los 90° (corte I-I').

Los conglomerados de la parte alta del Grupo de Campodarbe (unidad 1B), que afloran al Sur de la localidad de San Felices, fosilizan al cabalgamiento de San Felices, tal y como ya fuera observado por POCOVI *et al.* (1990) y HOGAN (1993). Sin embargo, estos autores consideran que los conglomerados que fosilizan al cabalgamiento en la localidad de San Felices son más antiguos que aquellos que lo hacen en la zona de Punta Común, por lo cual POCOVI *et al.* (1990) y HOGAN (1993) proponen la existencia de dos unidades cabalgantes: una, la de San Felices y, otra posterior, la de Punta Común. Sin embargo, a la vista del mapa geológico parece que en ambos casos se trata del mismo cabalgamiento, plegado, y con estructuras laterales asociadas. Además, a la vista del mapa geológico no se observa que éste cabalgamiento, en la zona de Punta Común deforme al nivel más bajo de conglomerados (unidad 1B). Más al Sur, se observa una serie de discordancias progresivas y angulares que fosilizan el antiforme del Gállego (Norte de Agüero). Esta discordancia progresiva da lugar a una disposición en abanico de las capas basales de la Formación de Uncastillo, con la charnela de la discordancia en posición subhorizontal. Así, el cabalgamiento de San Felices quedaría fosilizado por los tramos más altos del Grupo de Campodarbe, mientras que la parte inferior de la Formación de Uncastillo hace lo propio con el antiforme del Gállego.

3.2.2.4. Interpretación de las estructuras

NICHOLS (1987 a y b) interpreta el afloramiento situado al Norte de San Felices como un retrocabalgamiento. Sin embargo, observando el mapa geológico se puede comprobar que las capas del afloramiento de San Felices están más verticalizadas que el plano de cabalgamiento. Además, a partir de los buzamientos medidos en la terminación oriental del antiforme del Gállego, puede deducirse que esta estructura presenta su eje en posición subhorizontal o ligeramente inclinado al este. Asimismo, en la vecina hoja de Uncastillo, en la parte oeste de éste afloramiento se observan pliegues "facing down" junto a la superficie del cabalgamiento de San Felices afectando a las rocas del alóctono, lo que sugiere una vergencia Sur para esta estructura. Por otra parte, apoyando el que el afloramiento de San Felices representa una "tête plongeante" procedente del Norte, está el hecho de que los niveles inferiores de las margas de Arguís corresponden a facies más proximales en el afloramiento de San Felices que en el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo.

Una posible explicación sobre la génesis del anticlinal de Santo Domingo, cabalgamiento de San Felices y antiforme del Gállego es la realizada por POCOVI *et al.* (1990) y MILLAN *et al.* (1992), quienes interpretan que a lo largo de la evolución del cabalgamiento de San Felices tuvo lugar un "enrollamiento" del bloque inferior, correspondiente al bloque autóctono de la cuenca del Ebro. Estos autores consideran que el plegamiento del cabalgamiento, situado sobre la rampa del bloque inferior se produce mediante mecanismos de "flexural slip". Esta interpretación implica que durante el plegamiento, cuando se levanta el bloque inferior, se abriría un gran hueco en el núcleo del anticlinal de Santo Domingo, el cual solo podría rellenarse con un enorme volumen de sales triásicas.

En profundidad, TEIXELL y GARCIA-SANSEGUNDO (1995) proponen la existencia de un cabalgamiento basal, no aflorante, bajo las Sierras Exteriores que, en parte, también podría ser el causante del replegamiento del cabalgamiento de San Felices, así como del reapretamiento y verticalización del anticlinal de Santo Domingo. Apoyando la existencia de este cabalgamiento está el hecho de que al Sur de las Sierras Exteriores, en la cuenca del Ebro, aún se observan pliegues que justificarían la existencia de un despegue en la parte media de la sucesión terciaria de la cuenca del Ebro. Estos pliegues, que en afloramiento son muy laxos, hacia abajo podrían encontrarse más apretados, siendo fosilizados posteriormente durante la sedimentación de los niveles más altos de la Formación de Uncastillo. Otro dato que apoyaría la existencia de éste cabalgamiento es que al Este, en la transversal de Nueno, fue observado por sismica un reflector que se interpretó como un cabalgamiento basal, enterrado (McELROY, 1990), correlacionable con el aquí propuesto. A parte del posible plegamiento del cabalgamiento de San Felices propuesto por POCOVÍ *et al.* (1990) y MILLAN *et al.* (1992), se ha citado la existencia de pliegues vergentes al Norte, asociados al antiformal del Gállego, los cuales pueden explicar el plegamiento del cabalgamiento de San Felices, así como el apretamiento y verticalización del anticlinal de Santo Domingo. Estos pliegues de vergencia Norte podrían asociarse a un retrocabalgamiento ciego, posterior al cabalgamiento de San Felices y al anticlinal de Santo Domingo. Dicho retrocabalgamiento pudo desarrollarse sobre el cabalgamiento basal aquí propuesto o sobre el Triásico autóctono de la cuenca del Ebro. Por último, indicar que, en la transversal de San Felices, las estructuras de las Sierras Exteriores (cabalgamiento de San Felices, anticlinal de Santo Domingo y anticlinorio del Gállego) dan lugar a un acortamiento superior a 19 km.

3.2.3. Sistema de cabalgamientos de Riglos

En la parte oriental de la hoja, concretamente en las zonas de los Mallos de Riglos y cerro San Román, se observa un sistema de cabalgamientos subhorizontales que fue denominado, por POCOVÍ *et al.* (1990), "Sistema de cabalgamientos de Riglos-San Román". En esta memoria se hará referencia a dichas estructuras bajo la denominación de "Sistema de cabalgamientos de Riglos".

A la altura del río Gállego se produce una fuerte inmersión hacia el Este de las estructuras que afloran al Oeste (anticlinal de Santo Domingo, antiformal del Gállego y cabalgamiento de San Felices), de manera que desaparece hacia abajo, dando paso a la unidad superior que corresponde al Sistema de cabalgamientos de Riglos. Estos cabalgamientos están dirigidos hacia el Sur, los más septentrionales, despegan a nivel de la base de las rocas triásicas y, los situados más al Sur, lo hacen a nivel de las arcillas rojas del Keuper o del Cretácico. A los cabalgamientos de éste sistema van asociados pliegues de propagación de falla que, a menudo, presentan el flanco inverso muy desarrollado. Entre el cerro de San Román y el pico Pusilibro, se observan otros pliegues de dirección N-S que están cortados por los cabalgamientos del sistema de Riglos. Estos pliegues podrían guardar relación con el antiformal del Gállego, o con el anticlinal de Rasal. La interferencia entre los pliegues de dirección N-S y los que se asocian a los cabalgamientos da lugar a figuras de interferencia del tipo 1 de RAM-SAY, como es el caso de las cubetas observables en el cerro de San Román o de Peña del Sol.

El sistema de cabalgamientos de Riglos queda fosilizado por los conglomerados de la parte alta de la Formación de Uncastillo. Por lo tanto, las estructuras del sistema de cabalgamientos de Riglos son posteriores al anticlinal de Santo Domingo, antiformal del Gállego y cabalgamiento de San Felices. En la zona situada al SE del cerro de San Román, se puede comprobar que algunos de los cabalgamientos del sistema de Riglos guardan relaciones temporales

con diferentes niveles conglomeráticos. De este análisis puede deducirse que las estructuras más meridionales y, por lo tanto, las más bajas se emplazan con anterioridad a las situadas al Norte. Esta circunstancia, permite interpretar que la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos es de bloque superior, aspecto que ya había sido observado por HOGAN (1993) en este sector.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los primeros materiales que afloran en la hoja de Agüero corresponden a lutitas rojas del Triásico, las cuales se formaron en un medio continental árido, como lo señala la presencia de evaporitas y a calizas de plataforma muy somera también de edad triásica (facies *Muschelkalk*).

El único testimonio de la sedimentación jurásica está representado por el afloramiento situado al Norte de San Felices y se reduce al Jurásico inferior (Lías). Corresponde a sedimentación carbonática marina muy somera. carbonática. Antes del Cretácico superior, tuvo lugar un basculamiento de la cuenca y erosión de casi todo el Jurásico dando lugar a una laguna estratigráfica que abarca desde el Triásico y/o Lías hasta el Cretácico superior. Las rocas del Cretácico superior se sedimentaron en un medio marino somero de alta energía e influencia terrígena. Al final del Cretácico superior tuvo lugar una regresión marina, dando paso a unas nuevas condiciones continentales, con la sedimentación de las denominadas facies *Garumniense* que pueden incluir incluso al Eoceno inferior.

A partir del Eoceno medio de nuevo se registran unas condiciones de sedimentación de calizas en una plataforma marina somera, con intensa actividad biológica, tal y como lo atestiguan las Calizas de Guara. Al Norte de esta plataforma, fuera del ámbito de la hoja, tiene lugar una sedimentación turbidítica en la cuenca de Jaca. Al final del Luteciense y durante el Bartonense se estabiliza la cuenca y tiene lugar una sedimentación marina margosa (facies de prodelta) (margas de Arguís) que, progresivamente, da lugar al relleno de la cuenca (progradación deltaica del Belsúe-Atarés) hasta su somerización. Esta sedimentación deltaica alternó con el desarrollo de sistemas arrecifales en determinados eventos transgresivos o de abandono de los lóbulos deltaicos. En el ámbito de la hoja de Agüero, las primeras deformaciones alpinas tuvieron lugar al final del Eoceno medio, como lo demuestra el hecho de que el anticlinal de Rasal se forma contemporáneamente con la sedimentación de las margas de Arguís.

El Priabonense medio (?) significó el fin de la sedimentación marina en la vertiente sur del Pirineo, dando paso a la sedimentación continental del Grupo de Campodarbe. Esta sedimentación continental caracteriza un medio fluvial, el cual drenaban hacia el Este, en la misma dirección del eje de la cuenca. La sedimentación fluvial, durante este periodo, sería bastante distal, con la ocasional aparición de sedimentación lacustre. Las Sierras Exteriores aún no suponían una barrera meridional a la sedimentación del Grupo de Campodarbe, dado que se encuentran rocas de esta unidad al Sur de dichas sierras. Durante el Stampiense medio-superior comenzó a formarse el anticlinal de Santo Domingo, en parte fosilizado por los niveles más altos del Grupo Campodarbe, que sí supuso un límite a la sedimentación.

A partir del Stampiense, continuó formándose el anticlinal de Santo Domingo como un pliegue de propagación de falla, despegado a nivel del Triásico y por su plano axial se desarrolló el cabalgamiento de San Felices. Estas estructuras ya tuvieron una manifestaron morfológica y, a partir del Chattense la sedimentación experimentó un desplazamiento hacia el Sur, perfilándose el límite norte de la Cuenca del Ebro. La Formación de Uncastillo caracteriza una

sedimentación de abanicos aluviales, procedentes del Norte, siendo su área fuente las Sierras Exteriores. Las zonas proximales, caracterizadas por conglomerados, se disponen en "onlap" sobre las Sierras Exteriores y fosilizan progresivamente las estructuras que se forman en dichas sierras. Estos conglomerados van fosilizando los cabalgamientos del Sistema de Riglos, de forma que se observa como estas estructuras son más modernas a medida que se va hacia el Norte, evidenciándose una secuencia de cabalgamientos de bloque superior. Distalmente, los abanicos aluviales conglomeráticos pasan a medios fluviales canalizados caracterizados por sedimentación arenosa y lutítica. Estas condiciones de sedimentación continental, contemporáneas con la formación de las Sierras Exteriores y del sinclinatorio del Guarga prosiguen hasta el Mioceno. Finalmente, cuando cesa la deformación en las Sierras Exteriores, se produce la sedimentación de los conglomerados de la Peña del Sol, que ya se disponen horizontales sobre dichas sierras. A finales del Mioceno, cesó la subsidencia en la Cuenca del Ebro y se produjo el encajamiento de la red fluvial y la generación de los depósitos cuaternarios asociados sin que se conozca ningún registro de edad pliocena.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

La hoja de Agüero se encuentra situada al Sur de la Cordillera pirenaica, en su frente meridional. En general, el relieve de la hoja es abrupto y en el borde sur del mapa, en la Sierra de Salinas (Sierras Exteriores), se alcanza la máxima altitud correspondiente al pico Pusilibro de 1592 m. Aunque la geografía se suaviza en el resto de la hoja, la parte correspondiente al sinclinatorio del Guarga presenta también un relieve accidentado. Así, en el extremo NE del área estudiada se observan elevaciones importantes (pico Barruaca de 1252 m), dada la proximidad de este sector con la zona de la Peña Oroel, en la vecina hoja de Jaca. En el extremo SO de la hoja, se llega a observar un sector de la Depresión del Ebro que presenta un importante encajamiento de la red fluvial, con escasas zonas llanas de importancia.

El clima de esta zona es de tipo continental semiárido, con una precipitación media anual entre 600 y 800 mm y una temperatura media de 12-13 grados. Este valor medio de la temperatura se encuentra sujeto a una importante variabilidad estacional. La vegetación está bien desarrollada, sobre todo en la vertiente septentrional de las Sierras Exteriores, con importantes bosques de coníferas. Hacia la parte SO de la hoja la cobertura vegetal es poco abundante, predominando las vertientes desnudas, ocupadas por materiales oligo-miocenos. Frecuentemente, en este último sector, se observan aterrazamientos propios de actividades agrícolas.

El tercio meridional de la hoja está surcado por el río Gállego que, desde Javierrelatre, desciende hacia el Oeste, flanqueando la vertiente septentrional de las Sierras Exteriores. Tras el embalse de La Peña, el río Gállego se dirige al Sur, hacia Murillo de Gállego, atravesando así las Sierras Exteriores. El río Gállego se encuentra a una altura de 630 m, a su paso por el borde oriental de la hoja, para después ir descendiendo y encontrarse a tan solo 450 m a la altura de Murillo de Gállego. Algo más al Sur del río Gállego, también desde el Este hacia el Oeste, desciende el río Garona que desemboca en el río Gállego cerca del embalse de la Peña. El resto de la hoja está surcado por ríos menores que se dirigen hacia el Sur, para verter sus aguas al Gállego. Entre estos ríos de orden menor, cabe destacar el Asabón, que procedente del extremo NO de la hoja, se dirige al SE, bordeando la Sierra de Salinas, hasta desembocar en el Gállego a la altura del embalse de la Peña.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

En la hoja de Agüero, el tipo de litología y la estructura ejercen un importante control sobre el tipo de relieve y modelado. Así, a grandes rasgos, en este sector es posible diferenciar dos unidades morfoestructurales, una la correspondiente al sinclinorio del Guarga, donde los ríos se suelen encajar aprovechando la estratificación y, otra la correspondiente a las Sierras Exteriores, que suponen una fuerte elevación donde se hayan los relieves más abruptos, debido a la localización, en ese lugar, de una importante estructura antiformal.

La primera unidad morfoestructural ocupa los dos tercios septentrionales de la hoja de Agüero, en ella afloran alternancias de areniscas y lutitas plegadas del Grupo de Campodarbe que dan lugar a un relieve abrupto, condicionado por alternancias de capas competentes e incompetentes. Las areniscas dan lugar a escarpes estructurales o crestas, dependiendo de su buzamiento. Las dimensiones de estos resaltes son pequeñas, del orden de los 10 m de altura, siendo escasa su continuidad lateral. Por su parte, la red fluvial suele atravesar las capas, aunque a menudo, a lo largo de pequeñas distancias, se dispone paralela a ellas.

En el tercio meridional de la hoja, se encuentran las Sierras Exteriores, cuya red fluvial se encuentra claramente influenciada por las estructuras. Esta nueva unidad morfoestructural se dispone como una franja de dirección ONO-ESE, coincidente con la de las estructuras pirenaicas. Debido a la variedad litológica, esta unidad presenta unas características diferentes a las del resto de la hoja. Esta diversidad de materiales ocasiona el que tenga lugar una erosión diferencial que resalta las estructuras alpinas. Su relieve, a grandes rasgos, define la estructura antiformal que representan estas sierras, presentando su núcleo parcialmente erosionado. El elevado buzamiento de las capas en los flancos del antiforme, unido a la alternancia de niveles competentes e incompetentes, dan lugar a un relieve caracterizado por crestas estructurales escarpadas y rectilíneas de gran continuidad lateral. Entre las crestas tienen lugar la formación de valles o depresiones alargadas excavadas en las unidades incompetentes. Las crestas mejor desarrolladas están perfiladas por las calizas de Guara. Las laderas asociadas a estas crestas suelen corresponder a escarpes de elevada inclinación, de varias decenas de metros de desnivel. La mayor prominencia de las crestas, correspondientes al flanco norte de esta estructura, es coherente con el aumento de espesor, en esa dirección, de las unidades calcáreas.

Al Sur de las Sierras Exteriores, los niveles conglomeráticos de la Formación de Uncastillo, adosados al borde sur de las sierras, dan lugar a un nuevo grupo montañoso. En esta unidad, el relieve es posiblemente el más abrupto de la hoja, con grandes escarpes verticales, de varios centenares de metros. Estos escarpes no vienen marcados por la erosión de los ápices conglomeráticos de los abanicos aluviales y están condicionados por el diaclasado. Dan lugar a los relieves conocidos como Mallos, que por otra parte, tienen un extraordinario interés paisajístico. Al Sur de los Mallos, en el extremo SO de la hoja, afloran alternancias de areniscas y lutitas de la Formación de Uncastillo que dan lugar a un relieve más uniforme, con altitudes mucho más moderadas. Las capas de arenisca suelen estar subhorizontales y dan lugar a escarpes de poca continuidad lateral y escasa altura, entre los que quedan delimitados pequeños valles ("vals"), los cuales separan cerros amplios y planos. La denominación de "vals" corresponde a un término local con el que se designan unos valles de morfología suavemente cóncava y fondo plano, muy comunes en el somontano pirenaico.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Laderas

En la hoja de Agüero los depósitos superficiales son muy escasos, debido a que existe un claro predominio de los procesos erosivos sobre la acumulación. La causa de este hecho es que, el control principal en la evolución de las vertientes es de tipo estructural. Los procesos de ladera varían según sea la litología y la estructura del substrato.

Los depósitos de derrubios de ladera predominan en el tercio meridional de la hoja, donde los relieves son más importantes. La meteorización física de las calizas y de los conglomerados de las Sierras Exteriores origina la formación de canchales que quedan situados en zonas deprimidas, ocupadas por unidades lutíticas o margosas, limitadas por las elevadas crestas de calizas y conglomerados. Ocasionalmente, también se produce la acumulación de grandes bloques sueltos. Un buen ejemplo de este tipo de depósitos es el que aparece al Sur de Villalangua, donde se ha cartografiado un depósito procedente de un importante deslizamiento que tuvo lugar en el flanco septentrional del anticlinal de Santo Domingo. La meteorización física de las formaciones conglomeráticas de la Formación de Uncastillo da como resultado la producción de grava y arena, que se acumula al pie de los escarpes de los mallos y en los fondos de valle adyacentes. Las laderas de los mallos son subverticales o fuertemente inclinadas, aunque en la parte superior suelen presentar morfologías redondeadas como corresponde a este tipo de litologías.

En las laderas formadas por los materiales del Grupo de Campodarbe se originan deslizamientos que dan lugar depósitos muy desorganizados, entre los que también se reconocen grandes bloques de arenisca. Estos depósitos ocasionalmente alcanzan un importante espesor, de más de una decena de metros, aunque no se suelen representar en la cartografía debido a que el área que cubren es escasa. Estos depósitos quedan restringidos a las bandas en las que se situarían las capas lutíticas, quedando limitados por los crestones de arenisca del Grupo de Campodarbe.

En el extremo SO de la hoja, el contraste litológico entre las capas subhorizontales de areniscas y las lutitas de la Formación de Uncastillo da lugar a vertientes escalonadas. Las lutitas son objeto de una erosión rápida por procesos de acarreamiento, mientras que las areniscas dan lugar a escarpes rocosos. Las vertientes suelen tener perfil cóncavo.

5.2.2.2. Formas fluviales

La red fluvial se caracteriza por el importante encajamiento de los ríos y escasas formas de acumulación, con un marcado condicionante estructural. Se pueden observar procesos y formas correspondientes a una erosión intensa dadas las condiciones semiáridas de este sector.

El cauce del río Gállego discurre desde el Este al Oeste entre las localidades de Javierrelatre y Yeste, donde es represado (embalse de La Peña). En este primer tramo el río discurre rectilíneo, paralelo al anticlinal de Santo Domingo, aprovechando la dirección que presentan las capas del Grupo de Campodarbe en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo. En este trayecto el río Gállego desciende desde la cota de 630 m a la de 539 m. Tres kilómetros más al Oeste, se encuentra el cierre del embalse de La Peña, el cual se ha efectuado sobre las calizas de Guara. A partir de este punto el río Gállego discurre sinuoso y fuertemente encajado, hacia el Sur, hasta la localidad de Murillo de Gállego, en el borde sur de la hoja, donde el río se encuentra a 450 m.

El río Garona presenta un trazado sinuoso, aunque siempre va encajado en la depresión que ocasiona el afloramiento de las margas de Arguís del flanco norte del anticlinal de Santo Domingo, muy cerca de la superficie estructural que representan las calizas de Guara. Dentro de la hoja, este río se observa en el extremo SE, a una altura de 820 m, y desciende hacia el Oeste, hasta desembocar en el río Gállego, 3 km al Este de Yeste, a una cota de 550 m.

El río Asabón discurre sinuoso desde el extremo NO de la hoja, a 850 m, hasta Salinas de Jaca, a 670 m. Su trazado sinuoso se debe a los obstáculos que representan las capas de arenisca del Grupo de Campodarbe que encuentra a su paso. A partir de Salinas de Jaca, el río Asabón discurre rectilíneo hacia el SE, por las margas de Arguís, para desembocar en el embalse de La Peña a 539 m.

Las formas de acumulación del río Gállego, al igual que el río Garona, corresponden a dos niveles de terrazas. En lo referente al río Asabón, únicamente se han preservado los actuales depósitos fluviales que, en general, son de pequeño tamaño y discontinuos.

De la línea que marcan los ríos Gállego y Asabón hacia el Norte, queda una extensa área de la hoja de Agüero, toda ella ocupada por las areniscas y lutitas del Grupo de Campodarbe. En este sector, se observan numerosos barrancos, encajados, de trazado sinuoso, debido a los obstáculos que representan las capas de arenisca. La red de drenaje en este sector está fuertemente encajada, con gradientes topográficos elevados. Los valles presentan una forma en V muy marcada. Las formas de depósito en este sector son escasas y de pequeño tamaño, quedando limitadas al fondo de los barrancos, hecho por el cual no se han cartografiado. Este conjunto de barrancos dan lugar a una morfología dendriforme y se dirigen hacia el Sur hasta verter sus aguas, bien al río Gállego o al Asabón.

Al Sur de la línea marcada por los ríos Gállego y Asabón, se sitúan las Sierras Exteriores, donde los barrancos también están fuertemente encajados. En las sierras, los barrancos se dirigen hacia el Norte o el Sur, aprovechando pequeñas fracturas. También se observan arroyos con dirección ONO-ESE siguiendo, en estos casos, el trazado de las capas incompetentes.

Al Sur de las Sierras Exteriores, en las areniscas y lutitas de la Formación de Uncastillo del extremo SO de la hoja, los desniveles son menores y la densidad de drenaje es relativamente baja. Los depósitos poligénicos que abundan los fondos de valle de este sector están incididos por los cauces fluviales.

5.2.2.3. Formas poligénicas

Una de las formas poligénicas mejor representadas en la hoja de Agüero corresponden a los glaciares y niveles aluviales altos. Debido al accidentado relieve de esta zona, no se reconocen glaciares actuales, sino que tan solo se observan antiguos niveles colgados, a bastante altura sobre la red fluvial actual. Los glaciares y niveles aluviales altos se encuentran bien preservados en los cauces de los ríos Gállego, Garona y Asabón, a lo largo de la franja de margas de Arguís que aflora en el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo. Estos depósitos se presentan en ambos márgenes de los cauces actuales de los ríos, a una altura variable, que llega a superar los 50 m y corresponden a niveles conglomeráticos que dan lugar a escarpes bien definidos. Aunque el origen de los glaciares y niveles aluviales altos puede ser en gran parte aluvial, se han incluido en las formas poligénicas debido a su elevada pendiente.

En algunas zonas situadas en la parte central de la hoja donde aflora el Grupo de Campodarbe, se observan varios barrancos que, en conjunto, drenan sus aguas hacia el Sur. En la confluencia de algunos de estos barrancos, se observan áreas en las que el relieve es relativamente suave, por lo que, en estos sectores es frecuente encontrar pequeños depósitos de arenas y limos, mezclados con gravas y cantos de areniscas del Grupo de Campodarbe. Estos rellenos corresponden a procesos aluviales y coluviales que actúan conjuntamente.

El otro tipo de forma poligénica diferenciado también conlleva acumulación de materiales y corresponde a los fondos de valle ("vals"). Se localizan en la parte SO de la hoja, en el área ocupada por la Formación de Uncastillo. Su morfología está causada por los depósitos de limos, arenas y gravas, cuya génesis también es de tipo aluvial-coluvial. Este relleno de los "vals" está incidido por los cursos de agua actuales, por lo que estas formas no son funcionales en la actualidad (ALBERTO *et al.*, 1984).

5.2.2.4. Formas antrópicas

Las formas y depósitos cuaternarios suelen encontrarse afectados por la acción de los cultivos y repoblación forestal. Así, los depósitos de glacis y terraza fluvial se suelen hallar intensamente removidos por la actividad agrícola. En las laderas donde aflora el Grupo de Campodarbe se han realizado numerosos aterrazamientos que, localmente, modifican el modelado. Estos aterrazamientos son notablemente extensos cuando se realizan para proceder a las repoblaciones forestales, en cuyos casos se puede llegar a afectar el sustrato, borrando el trazado de capas. En este sector SO de la hoja, la principal actividad antrópica se encuentra centrada en el fondo de las vales, donde se registra una importante actividad agrícola.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Como ya ha sido indicado anteriormente, en la hoja de Agüero, las formaciones superficiales se encuentran muy poco desarrolladas. Entre ellas, en el mapa geomorfológico, se han diferenciado las asociadas a tres procesos que son: de ladera, fluviales y poligénicos.

Entre los depósitos de ladera únicamente se han cartografiado diversos canchales entorno a las Sierras Exteriores. Estos depósitos tienen una superficie pequeña, en las que se reconocen derrubios deslizados en masa y bloques de las formaciones calcáreas de las sierras. Por un lado están los derrubios asociados a los niveles conglomeráticos de la Formación de Uncastillo que presentan cantos calizos o de areniscas, bien redondeados. También se han cartografiado algunos canchales situados entre los crestones calizos donde lo que se observan son cantos y bloques angulosos de calizas. En el flanco norte del anticlinal de Santo Domingo, al Sur de la localidad de Villalangua, se ha cartografiado un afloramiento constituido por derrubios del flanco norte del anticlinal, donde abundan grandes bloques de escala métrica.

Los depósitos fluviales cartografiados en la hoja de Agüero se encuentran asociados a los principales cursos fluviales de la hoja correspondientes a los ríos Gállego, Garona y Asabón. Estos depósitos corresponden a los lechos y terrazas actuales, pudiéndose distinguir hasta dos niveles de terraza. El nivel de terraza más bajo (T1), se encuentra en el lecho actual de río. Presenta un espesor de aproximadamente unos 2 o 3 m y, en él se reconocen cantos de calizas, bien redondeados, con tamaños que varían entre algunos centímetros y 50 cm. Los cantos suelen encontrarse imbricados, en bancos aproximadamente 1 metro de espesor. El segundo nivel de terraza (T2), se encuentra a una altura de 20 metros sobre el curso fluvial actual. En este nivel de terraza se reconocen cantos poco redondeados de calizas mesozoí-

cas y de areniscas del Grupo de Campodarbe. El tamaño de los cantos varía de 1 a 10 cm y suelen encontrarse imbricados. La matriz es escasa y cuando se encuentra es limosa.

Los depósitos poligénicos más importantes corresponden a los glaciares y niveles aluviales altos. Se trata de depósitos conglomeráticos que ocupan superficies relativamente extensas, si se tiene en cuenta la escasez de formaciones superficiales de la hoja de Agüero. El espesor máximo de estas unidades está en torno a los 10 metros. En los conglomerados se reconocen cantos bien redondeados, y con baja esfericidad, constituidos principalmente por cantos de calizas de las sierras y de areniscas del Grupo de Campodarbe, mal seleccionados. La matriz es lutítico-arenosa de tonos rojizos. El tamaño de los cantos es variable, el más común es de 10 a 30 cm, aunque se pueden encontrar bloques de hasta 50 cm. Es frecuente observar alternancias, entre 10 y 50 cm de espesor, de niveles conglomeráticos masivos presentando texturas "clast-supported" y otros niveles donde los cantos flotan en una matriz (textura "matrix-supported"). Estos depósitos presentan una inclinación hacia el actual cauce del río del orden de 3°. Hacia las partes externas de los cursos actuales de los ríos, la inclinación de estos depósitos es mayor, del orden de los 6°. Esta circunstancia es la que ha motivado considerar estos depósitos como glaciares. En cualquier caso el origen de estos depósitos, al menos en sus partes más distales, parece tener una clara influencia fluvial. Las zonas próximas a los cursos actuales de los ríos, las cuales parece que corresponden a terrazas fluviales, se encuentran a una altura de aproximadamente 25 m sobre dichos cursos. La parte superior de estos depósitos está edafizada y suele encontrarse retocada por la acción antrópica.

También se han cartografiado pequeños afloramientos de depósitos de fondo de valle y depósitos aluviales-coluviales. En cuanto a los fondos de valle, el relleno está constituido esencialmente por limos con algunas intercalaciones de arenas y cantos procedentes de las vertientes adyacentes. Estos depósitos tienen características similares a los que abundan en el somontano de Huesca, y su origen fue atribuido por a una combinación de procesos eólicos, de ladera y fluviales (ALBERTO *et al.*, 1984). Cuando los depósitos de fondo de valle se encuentran en zonas deprimidas pero no se observa la morfología de las "vales", se han representado en el mapa geomorfológico como depósitos aluviales-coluviales.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La historia geomorfológica de la hoja de Agüero se puede considerar que comienza, cuando en la Cuenca del Ebro finalizan sus condiciones endorreicas y ésta comienza a drenar las aguas hacia el Este, al Mar Mediterráneo. Este hecho tiene lugar entre finales del Mioceno y el comienzo del Plioceno (RIBA *et al.*, 1986). Este momento coincide con aquel en el que, en el área ocupada por la hoja de Agüero, comienzan los procesos erosivos y el modelado del relieve observable en la actualidad.

La escasez de formaciones superficiales en las zonas elevadas, si es que realmente estas llegaron a formarse, impide reconstruir las etapas iniciales del Pleistoceno, que debieron corresponder a períodos de intensa erosión, quienes posiblemente fueron los responsables de buena parte del actual relieve.

El registro más antiguo sobre la red fluvial de la hoja de Agüero, aunque no se puede conocer su edad precisa, se obtiene de nivel de glaciares y niveles aluviales altos. Dicho nivel aporta información sobre los valles del Garona y Asabón, señalando que ya existían como tales valles en el período de tiempo en que se depositaban los glaciares y niveles aluviales altos. Los ríos Garona y Asabón drenaban sus aguas hacia el Oeste y Este respectivamente, siguiendo el afloramiento

de margas de Arguís del flanco norte del anticlinal de Santo Domingo. El drenaje de ambos ríos iba acompañado por un sistema de conos de deyección o abanicos aluviales, los cuales constituían dos zonas de “bajada” que enlazaba el fondo de estos valles y los relieves de las vertientes. Ya durante la sedimentación de los glaciares y niveles aluviales altos, las aguas de los ríos Asabón y Garona atravesaban las Sierras Exteriores hacia el Sur, a lo largo de lo que hoy es la parte meridional del río Gállego, como lo demuestra el hecho de encontrar estos depósitos al Sur de dichas sierras. La zona por donde ambos ríos, con sus aguas ya unidas en un único curso, atraviesan las Sierras Exteriores, coincide con la presencia de margas de Arguís, que en esa zona afloran en una franja N-S debido a la inmersión de las estructuras de las sierras en ese lugar. El curso que seguían los antiguos ríos Asabón y Garona, parece factible interpretar que coincidiría con la altura más baja de los depósitos de glaciares y niveles aluviales altos, que se encuentra unos 25 m sobre los actuales cursos fluviales. Teniendo en cuenta esta referencia parece que los antiguos cursos fluviales discurrían algo más al Norte de lo que lo hacen en la actualidad.

Posteriormente, el río Gállego que discurría hacia el oeste algo más al Norte que el río Garona, posiblemente capturó algún río más septentrional, fuera del ámbito de la hoja de Agüero. Este hecho propició que el río Gállego se encajase fuertemente y erosionase la zona de confluencia de los ríos Garona y Asabón, convirtiéndolos en sus afluentes.

Un hecho similar debió ocurrir con el río Asabón, pues al Oeste de Villalangua afloran pequeños retazos de depósitos de glaciares y niveles aluviales altos, pertenecientes a lo que debía de ser el antiguo cauce de este río. El actual curso del Asabón viene fuertemente encajado desde el NO de la hoja, hasta Villalangua, donde erosiona dicho antiguo cauce. Tal circunstancia podría ser explicada si se considera la posibilidad de que el río Asabón realizase alguna captura más al Norte.

El nivel de terrazas T2 se presenta en los cursos fluviales actuales de los ríos Gállego y Garona. Estas terrazas tienen una representación muy escasa y se desconoce su edad precisa. El encajamiento de los ríos actuales sobre el nivel T2 es de unos 5 o 10 m. El nivel de terraza T1 está mejor representado que el T2, aparece enteramente preservado, poco encajado y registra un lecho fluvial de gravas más amplio que el actual. Los fondos de las vales posiblemente fueron rellenados durante este período. Finalmente, la incisión que presentan los depósitos más recientes indica que la red fluvial actual se encuentra en un nuevo período de encajamiento.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

En general para la hoja de Agüero, se puede decir que la incisión observable en los depósitos aluviales y coluviales actuales indica la actual tendencia a la erosión. Erosión que también se ve favorecida por la escasa producción de sedimento por meteorización, como se deduce la existencia de numerosas vertientes en las que el sustrato, actualmente, se encuentra aflorante.

La existencia de un clima semiárido, unido a la deforestación que ha tenido lugar en buena parte de la hoja, parecen indicar que en un futuro próximo tendrá lugar la continuación de procesos de acarreamiento y erosión remontante de los barrancos, ocasionando una dinámica torrencial. La repoblación forestal que se ha iniciado en varios sectores puede contrarrestar este efecto, contribuyendo así a una mayor fijación del suelo. A largo plazo, la erosión remontante de algunos barrancos del Norte de la hoja, podría dar lugar nuevas capturas. En sectores concretos como la ladera norte de las Sierras Exteriores, donde ya desde hace tiempo la cubierta vegetal es más importante, parece que pueden detenerse los procesos erosivos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

En la Hoja de Agüero se localizan un total de 11 estaciones meteorológicas, 1 pluviométrica y 10 termopluviométricas. La precipitaciones medias anuales oscilan entre los 700 y los 850 mm, aumentando hacia el Norte, aunque en el interior de la sierra se pueden superar los 900 mm en cotas elevadas. La temperatura media varía también entre los 11 y 12 °C, con incremento generalizado hacia el Sur. La caracterización climática de este sector permite diferenciar dos zonas en función del régimen de humedad: una de tipo mediterráneo seco dominando la vertiente meridional de la alineación montañosa y otra mediterránea húmeda ocupando el frente de sierras y su vertiente septentrional.

La evapotranspiración (ETP) media según Thornthwaite varía entre los 680-760 mm; FACI *et al.* (1.991) y FACI (1.992) calculan valores de la evapotranspiración de referencia (ET_0) superiores y del orden de 850-1.100 mm. Con los valores anteriores el porcentaje de lluvia útil respecto de la precipitación oscila entre el 26 y el 55% según las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo, llegando a valores de infiltración próximos al 90% de la lluvia útil en formaciones carbonatadas.

6.1.2. Hidrología

El principal curso de agua que circula por la Hoja es el del río Gállego, cuya cuenca abarca casi toda su superficie, transcurriendo sobre formaciones terciarias continentales y carbonatadas mesozoicas y cenozoicas en el congosto del Gállego. Posee una red de drenaje muy jerarquizada en pequeños barrancos que confluyen en tres ríos afluentes destacados: Asabón, Triste y Garona.

El Gállego cuenta en este tramo con dos estaciones de aforo, una en Anzánigo (E.A. 123 y otra en el embalse de La Peña (E.A. 836), para las que se obtienen unas aportaciones restituidas medias anuales de 922 y 947 hm³ respectivamente. El régimen mensual de estas aportaciones configura un río de carácter pluvio-nival ligeramente diferente del pluvial o pluvial mediterráneo del resto de los ríos pirenaicos de la Hoja.

La obra de regulación de caudales más importante es la correspondiente al embalse de La Peña (en el Gállego) que, con 15 hm³ de capacidad actualmente, suministra una regulación del orden de 155 hm³/año. Se utiliza para producción eléctrica y para riego de unas 10.288 ha pertenecientes al Sindicato de Riegos de los Términos de Urdán y Rabal. Otras obras de menor envergadura son los canales y derivaciones para aprovechamiento hidroeléctrico existentes en ambas márgenes.

6.1.3. Características hidrogeológicas

En función de características orográficas y características estructurales y sedimentológicas de los materiales aflorantes en la Hoja de Agüero se diferencian dos Sistemas Hidrogeológicos que agrupan a su vez varias Unidades Acuíferas.

6.1.3.1. U.H. 18: Santo Domingo-Sierra de Guara

Ocupa los afloramientos carbonatados mesozoicos y terciarios en facies marinas que se localizan en una franja E-W en la mitad meridional de la Hoja y que forman parte del frente de cabalgamientos alóctonos de las sierras prepirenaicas. La complejidad tectónica de las estructuras y la presencia de diversos niveles impermeables intercalados determina la aparición de varias unidades acuíferas con diverso grado de conexión hidráulica en las que entran a formar parte dos acuíferos principales: Muschelkalk y Cretácico-Eoceno, aunque en proporción variable según su grado de afloramiento.

Tres son las principales formaciones acuíferas carbonatadas:

- Muschelkalk: acuífero de alta porosidad y permeabilidad por fracturación y disolución (índice B₂), con buena capacidad de regulación. Está limitado por las arcillas del Keuper y conecta en parte con el acuífero Cretácico-Eoceno. La transmisividad puede ser elevada y del orden de 2.700 m²/día, con permeabilidades superiores a los 100 m/día.

- Cretácico Superior: acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación (índice B₂) pero de escasa porosidad lo que determina su pequeña capacidad de regulación.

- Eoceno: destacan los niveles de calizas de alveolinas de la Fm. Guara que llegan a alcanzar 250 m de potencia en esta Hoja. Forman un acuífero de alta permeabilidad por fisuración y karstificación, baja porosidad y pequeña capacidad de regulación. Limita a techo por la potente Fm. margas de Arguís, mientras que las arcillas en facies Garumniense que se sitúan en el muro no forman un impermeable regional dada su escasa potencia, por lo que mantiene una estrecha conexión hidráulica con el acuífero Cretácico. Por tal motivo el acuífero Cretácico-Eoceno será el de mayor interés en toda la Sierra de Guara y, de manera especial, en sectores cada vez más orientales.

En la Hoja de Agüero se delimitan cuatro Unidades Acuíferas encuadradas en el Dominio hidráulico occidental: Sierra Caballera, Loarre-Sarsamarcuello, Alto Sotón y afluentes y río Gállego. Cada unidad tiene su propio sistema de recarga-descarga que depende principalmente de la extensión superficial de los afloramientos calcáreos, grado de karstificación, geometría y cota topográfica, que condicionan en gran medida el volumen de recarga que genera las precipitaciones.

En conjunto se contabiliza para estas unidades un volumen de recarga del orden de 17,3 hm³/año, con un nivel de aprovechamiento muy escaso. Las principales descargas en esta Hoja se producen a través de los manantiales de La Trinidad (2810.8002), Virgen de los Ríos (2810.8003), Los Clérigos (2810.6004), Pequera (2810.7001) y La Rata (2810.5001), con caudales de 2 a 25 l/s. Un drenaje estimado de 5 hm³/año puede dirigirse directamente y de manera difusa a lo largo del cauce en el congreso del Gállego.

Son al menos 25 los puntos acuíferos inventariados para esta unidad en la Hoja de Agüero, la mayor parte de ellos manantiales cuyas surgencias quedan reguladas por presencia de un substrato impermeable aflorante y que drenan los dos acuíferos triásico y cretácico-eoceno; otras son reguladas por la cota topográfica apareciendo en los puntos más bajos próximos al cauce de los ríos y que drenan el acuífero cretácico-eoceno, como el manantial de La Trinidad.

Las facies químicas observadas: bicarbonatada cálcica y bicarbonatada-clorurada cálcico-sódica, asociadas a los acuíferos cretácico-eoceno y triásico respectivamente. Una tercera facies es la resultante de la mezcla de estos dos tipos anteriores, que muestra características intermedias o con mayor contenido en sulfatos. En conjunto, la mineralización dominante es ligera y la dureza media aunque, en ciertas ocasiones, alcancen grados muy débiles y blandas respectivamente.

6.1.3.2. Sistema Hidrogeológico del Terciario Continental

Ocupa toda la serie de afloramientos detríticos oligo-miocenos de carácter continental al Sur y Norte de las Sierras Exteriores. En función de criterios sedimentológicos se asigna características acuíferas al conjunto de facies en las que predominan litologías conglomeráticas o de areniscas propias de ambientes proximales o medios de abanicos aluviales, mientras que las facies lutíticas y/o evaporíticas de ambientes distales configuran unidades con comportamiento impermeable en su conjunto. Las formaciones conglomeráticas masivas adosadas a las unidades acuíferas de la Sierra de Guara se definen como parte integrante de aquellas por su evidente conexión hidráulica dichos acuíferos carbonatados.

Constituye un potente acuífero detrítico del tipo multicapa, de baja-muy baja permeabilidad por porosidad intergranular (índice C_1) y transmisividad del orden de 100 m²/día. La elevada anisotropía vertical propicia la existencia de numerosos niveles colgados de carácter libre, que drenan por encima de la red hidrográfica, y de otros niveles confinados cuyo drenaje se produce a través de formaciones cuaternarias asociadas o directamente a los ríos.

En la Hoja de Agüero se cartografían dos subsistemas en función de su pertenencia a diferentes abanicos sedimentarios: Subsistema Guarga, ampliamente desarrollado en la mitad septentrional, y el Subsistema Luna al SO, que se extiende por toda la vertiente Sur de la Sierra de Santo Domingo con la que se pone en contacto.

Se han contabilizado un total de 26 puntos, de los que 25 son surgencias de caudal variable entre 0,5 y 10 l/s, con frecuencia reguladas para abastecimiento urbano; destacan las fuentes de Murillo de Gállego (2810.6014), Las Calenturas (2810.3004) y Las Viñuelas (2810.8001).

Conviene recalcar por su importancia hidrogeológica ciertos niveles carbonatados, de facies de transición y con características permeables, que se sitúan en la base del Subsistema Guarga o Luna y en el techo de la Fm. Margas de Arguís. A pesar de contar con un espesor que no supera los 200 m, sobre ellos aparece una orla de surgencias que pueden alcanzar caudales significativos, como los de la Fuente de los Juanes (2810.1002), Castillo Mago (2810.5011) y Artaso (2810.5015).

El Sistema Terciario Continental se caracteriza por poseer aguas cuyas características químicas son de tipo muy diverso difícilmente encuadrables en una clase única. Las del Subsistema Guarga y las de las formaciones transicionales marino-continental adquieren una facies mayoritaria del tipo bicarbonatada cálcica. El Subsistema Luna por el contrario muestra mayor variación de facies, aunque en este sector dominen las bicarbonatadas sódicas o cálcico-sódicas. Son aguas con durezas medias o duras y mineralización ligera o media.

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

	OCTANTES	1	2	3	4	5	6	7	8	TOTAL
NATURALEZA	Manantiales	3	3	7	2	16	13	2	6	52
	Pozos	-	-	-	-	-	1	-	-	1
	Sondeos	-	-	-	-	-	1	-	-	1
	Otros	-	-	-	-	-	1	-	-	1
	Total	3	3	7	2	16	16	2	6	55
USO	Abastecimiento	-	1	4	1	4	5	1	2	18
	Regadío	-	-	-	1	4	1	-	3	9
	Ganadería	-	-	-	-	-	1	-	-	1
	Otros	2	1	2	-	2	4	-	1	12
	Sin uso	1	1	1	-	6	5	1	-	15
	Industria	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Caudal Medio l/s (manantiales)	2,6	0,3	1,5	1	2,3	1,6	14	7,6	
	Prof. M. Sondeos	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Prof. M. Pozos	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Bombes Estimados (Dm ³ /año)	-	-	-	-	-	-	-	-	

6.2. RECURSOS MINERALES

La actividad minera en la hoja de Agüero es actualmente escasa. Se puede destacar la existencia de pequeñas canteras de caliza, como las existentes al Sur del embalse de La Peña. En el pasado, de estas canteras fueron extraídas calizas de Guara para la fábrica de carburos de Yeste.

A parte de las canteras de caliza, existen explotaciones locales de las capas de arenisca oligocenas y miocenas para la construcción y de las terrazas fluviales para áridos, en particular en las poco cementadas.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; MACHÍN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. Y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1984). "El Cuaternario de la depresión del Ebro en la Región Aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes". *Public. Esp. Univ. de Zaragoza*, 217 p.
- ALMELA, A. Y RÍOS, J.M. (1951). "Estudio geológico de la zona sudpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. Primer Congr. Int. Est. Pirenaicos, C.S.I.C.*, t. II, sec. I, Zaragoza: 327-350.
- 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)* 10, 43-48.
- ARQUED, V.M.; ALMUNIA, A. Y ORTIGA, M. (1986). "Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico Superior en el Prepirineo aragonés". *XI Congreso Español de Sedimentología. Resumen de Comunicaciones*, 14, Barcelona.
- CÁMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985). "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp)". *Estudios Geol., Madrid*, 41, pp. 391-404.
- CANUDO, J.I.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. ET SUCUNZA, M. (1988). "Les Événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocene moyen à l'Oligocène inférieur". *Rev. de Micropal.*, 31, 15-29.
- CAVELIER, C. AND POMEROL, C. (1986). "Stratigraphy of the Paleogene". *Bulletin de la Societe Geologique de France* 8, 255-265.
- COMAS, M.J.; GOY, A.; MELÉNDEZ, G.; MILLÁN, H.; NAVARRO, J.J. Y POCOVÍ, A. (1989). "Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices (Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores)". *Cuad. Geol. Iberica*, 13, 175-184.
- CRUSAFONT, M. Y PONS, J.M. (1969). "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N de la provincia de Huesca". *Acta Geol. Hispánica*, 4 (5), 124-125.
- DALLONI, M. (1910). "Étude Géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, pp. 436.
- DERAMOND, J.; GRAHAM, R.M.; HOSSACK, J. R.; BABY, P. ET CROUZET, G. (1985). "Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, pp. 1213-1216.
- ECORS PYRENEES TEAM (1988). "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature, London*, 331, 508-511 pp.
- FACI, J.M. Y MARTÍNEZ COB, A. (1991). "Cálculo de la evapotranspiración de referencia en Aragón". *Diputación General de Aragón*. 115 p.
- FACI, J.M. (1992). "Contribución a la medida y cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET₀) en Aragón". *Institución Fernando el Católico. Zaragoza*.

- FISHER, W.L. Y MCGOWEN, J.H. (1967). "Depositional systems in Wicox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas". *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 17, 105-125.
- FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P. AND NICHOLS, G.J. (1986). "Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragon, Spain". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10, 9-30. Madrid.
- GARRIDO, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica (provs. de Huesca y Lérida)". *Tesis de doctorado, Univ. de Granada*, 395 pp.
- HIRST, J.P.P. AND NICHOLS, G.J. (1986). "Thrust tectonic on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees". *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 8, pp. 247-258.
- HOGAN, P. (1993). "Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southern Pyrenean foreland basin, Northern Spain". *Ph. D. Thesis*, Univ. of Southern California, 208 p.
- JOLLEY, E.J. AND HOGAN, P.J. (1989). "The Campodarbe Group of the Jaca Basin. 4th International Conference on Fluvial Sedimentology". *Publ. Servei Geològic de Catalunya. Excursion Guidebook*, 4, 93-120.
- LEYMERIE, A. (1877). "Mémoire sur le type garumnien comprenant une description de la Montagne d'Ausseing, un aperçu des principaux gites du département de la Haute-Garonne et une notice sur la faune d'Auzas". *Ann. Sci. Geol.*, 9, Paris.
- MALLADA, L. (1881). "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca (con un mapa geológico a escala 1:400.000)". *Mem. Com. Mapa geol. España*.
- MALLADA, L. (1895-1907). "Explicación del Mapa geológico de España (prov. de Huesca)". *Mem. Com. Mapa geol. España*, Madrid.
- MANGIN, J.P.H. (1959-60) "Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon". *Pirineos*, 45: 631 p.
- MC ELROY, R. (1990). "Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain". *Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge*, 175 p.
- MELÉNDEZ, G. Y POCOVÍ, A. (1987). "Estudio del Jurásico de la Cadena Pirenaica en el sector central de la vertiente española". *Informe Inédito (IGME)*.
- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. Y HARTEVELT, J.J.A. (1968). "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South Central Pyrenees, Spain". *Leids Geol. Meded.*, 41, pp. 221-228.
- MILLÁN, H.; PARES, J.M. Y POCOVÍ, A. (1992). "Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las Sierras Marginales Aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)". *III Congr. Geol. Esp. - VIII Congr. Latinoam. Geol., Salamanca, t. 2 (simposios)*, pp.140-149.

- MOLINA, E. (1985). "Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo oscense en el sector de Arguís". *I Jornadas de Paleontología, Zaragoza*.
- MONTES, M.J. (1992). "Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central)". *Simposio sobre Geología de los Pirineos, III. Congr. Geol. de España*, t. 2, 150-160, Salamanca.
- MUÑOZ, J.A. (1985). "Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental". *Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona*, 305 p.
- MUÑOZ, J.A. (1992). "Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section". In: Mc. Clay, K.R. (*Thrusts Tectonics*), eds, pp.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969). "Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidsche Geolog. Mededelingen*, 42, pp. 143-238.
- NICHOLS, G.J. (1984). "Thrust Tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Cambridge*, 243 pp.
- NICHOLS, G.J. (1987 a). "Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees". *Geol. Mag.*, 124, (2), pp. 121-133.
- NICHOLS, G.J. (1987 b). "The structure and Stratigraphy of the Western External sierras of the Pyrenees, Northern Spain". *Geol. Journ.*, 22, pp. 1-15.
- PARISH, M. (1984). "A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology". *J. Struct. Geol., Oxford*, 6, pp. 247-255.
- POCOVI, A.; MILLÁN, H.; NAVARRO, J.J. Y MARTÍNEZ, M. B. (1990). "Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza)". *Geogaceta, Madrid*, 8, pp. 36-39.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Pirineos, Jaca*, 104, 188 pp.
- PUIGDEFABREGAS, C. Y SOLER, M. (1973). "Estructura de las Sierras Pirenaicas en el corte del río Gallego (prov. de Huesca)". *Pirineos, Jaca*, 109, pp. 5-15.
- QUIRANTES, J. (1969). "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros". *Tesis Doc. Univ. de Granada*.
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERAESTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, P.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CÁMARA, P. AND DERAMOND, J. (1989). "ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees". *Tectonics, Washington*, 8, 1, pp. 41-50.
- RÍOS, J. M. Y ALMELA, A. (1954). "Memoria y mapa geológico de España a escala. 1:50.000, hoja nº 209 (Agüero)". *Inst. Geol. Min. Esp., Madrid*.

- RIBA, O.; PUIGDEFABREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J. Y MARTI, C. (1973). "Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja nº 22: TUDELA". *I.G.M.E.*
- RIBA, O.; REGUANT, S. Y VILLENA, J. (1986). "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro". *Libro Jubilar J. M^a Ríos. Geología de España*, t. 2, *I.G.M.E.*, pp. 131-159.
- SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J.; TOSQUELLA, J. Y TRAVÉ, A. (1994). "Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica". *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 205-208.
- SAMSO, J.M.; SANZ, J. Y GARCÍA-SENZ, J. (en prensa). "Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 248 (Apiés)". *I.T.G.E., 2ª serie MAGNA, Madrid*.
- SEGURET, M. (1972). "Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère syndédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". *Publ. Univ. Scienc. Techniques du Languedoc, USTELA. Sér. Geol. Struct.*, 2, 155 pp.
- SELZER, G. (1934). "Geologie der südpyrenaischen Sierren in Oberaragonien". *Neves Jahrbuch für Min. Geol. und Pal.*, 71, *Beilage Band, Stuttgart*, pp. 370-406. Traducido al español bajo el título: "Geología de las Sierras surpirenaicas del Alto Aragón". *Publ. Extranj. Geol. España*, 4 (20), pp. 183-230, *Madrid* (1948).
- SOLER, M. Y PUIGDEFABREGAS, C. (1970). "Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental". *Pirineos*, 96, 5-19.
- SOUQUET, P. (1967). "Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéene en Catalogne, Aragón et Navarre". *Thèse 3em. cycle, Faculté des Sciences de Toulouse*, 530 p.
- TEIXELL, A. Y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1995). "Estructura del sector central de la cuenca de Jaca (Pirineo meridional)". *Rev. Soc. Geol. España, Madrid*, 8, pp.
- TEIXELL, A.; MONTES, M.; ARENAS, C. Y GARCÍA-SCHNEIDER, E.A. (en prensa). "Memoria y hoja geológica nº 208 (Uncastillo) del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 (MAGNA)". *IGME, Madrid*.
- WILLIAMS, G.D. AND FISCHER, M.W. (1984). "A balanced section across the Pyrenean orogenic belt". *Tectonics, Washington*, 3, pp. 773-780.

