

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

YEBRA DE BASA

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

Rfos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-12-006-9
ISBN: 978-84-7840-877-1
Depósito legal: M-34101-2012

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

La presente Hoja y Memoria (Yebra de Basa-210) ha sido realizada a partir de un Proyecto por Administración del Instituto Geológico y Minero de España en el año 1991 y revisada en 2009, en el que han intervenido:

Mapa Geológico

- Manuel Jesús Montes Santiago.

Memoria

- Manuel Jesús Montes Santiago.

Dirección y supervisión del IGME

- Antonio Barnolas Cortinas

ÍNDICE

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. ANTECEDENTES	7
1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	7
1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA.....	8
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. CALIZAS DE GUARA (LUTECIENSE)	9
2.1.1. Calizas y calcarenitas con Alveolinias. (Unidad de Guara II) (1)	9
2.1.2. Calizas con Nummulites, areniscas y lutitas (Unidad de Guara III) (2)	9
2.2. UNIDADES TERRÍGENAS MARINAS Y DE TRANSICIÓN (BARTONIENSE-PRIABONIENSE).....	10
2.2.1. Margas grises (Fm. Margas de Larrés) (3)	10
2.2.2. Areniscas con glauconita (Fm. Areniscas de Sabiñánigo) (4)	11
2.2.3. Margas grises. (Fm. Margas de Pamplona-Arguis) (5)	12
2.2.3.1. Niveles bioclásticos heterogéneos (6)	13
2.2.4. Areniscas y margas grises. (Fm. areniscas y margas de Belsúe-Atarés) (7)	14
2.3. GRUPO CAMPODARBE (CENOZOICO CONTINENTAL)	16
2.3.1. Conglomerados masivos (Conglomerados de Santa Orosia) (8)	17
2.3.2. Lutitas rojas areniscas y conglomerados (9).....	19
2.3.3. Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y calizas con Gasterópodos (10)	20
2.3.4. Areniscas en paleocanales con cantos de cuarzo; lutitas rojas y limolitas (11).....	21
2.3.5. Conglomerados en paleocanales, calizas con gasterópodos y lutitas pardo-rojizas (12)	22
2.3.6. Areniscas en capas tabulares con cantos de cuarzo; limolitas y lutitas rojas (13).....	23
2.3.7. Conglomerados de caliza y arenisca; areniscas y lutitas pardo-rojizas (14)	24
2.3.8. Areniscas en paleocanales con lag microconglomerático y lutitas rojas (15).....	25
2.3.9. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales (16)	25

2.3.10. Lutitas y limolitas calcáreas blanquecinas con niveles de caliza micrítica (17).....	26
2.3.11. Lutitas pardas y niveles de areniscas en paleocanales (18)	26
2.4. CUATERNARIO.....	27
2.4.1. Aluvial-coluvial (19)	27
2.4.2. Gravas poligénicas y arenas. Depósitos de terrazas altas (20)	27
2.4.3. Gravas poligénicas y arenas. Depósitos de terrazas (21, 22, 23)	27
2.4.4. Depósitos aluviales de fondo de Valle (24)	27
3. ESTRUCTURA	28
3.1. LA ESTRUCTURA DE LOS PLIEGUES DE DIRECCIÓN ONO-ESE.....	28
3.1.1. Anticinal del basa y sinclinal de Santa Orosia-Canciás.....	28
3.1.2. El anticinal de Atarés.	29
3.2. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO DEL GUARGA.....	29
3.3. LA ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS EXTERIORES.....	30
3.3.1. El anticinal de Bentúe de Rasal	30
4. HISTORIA GEOLÓGICA.....	31
5. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	34
6. BIBLIOGRAFÍA.....	36

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

Las primeras referencias sobre la geología de la zona que comprende la Hoja de Yebra de Basa 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 Yebra de Basa. Los trabajos de ALMELA Y RÍOS (1951) constituyen un estudio bastante detallado de todas las Sierras Exteriores que contiene importantes datos sobre la estratigrafía, edad y estructura; estos mismos autores elaboraron el mapa geológico a escala 1: 50.000 de la Hoja de Yebra de Basa (RÍOS y ALMELA, 1954), 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 da una visión aloctonista de la estructura. Asimismo, en esta misma época PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973) realizaron un corte geológico de las Sierras Exteriores, cuya interpretación está vigente, aún hoy en día. GARRIDO (1973) y PUIGDEFABREGAS (1975) elaboraron importantes trabajos que aportan datos referentes a la sedimentología y a las relaciones entre tectónica y 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), FRIEND, et al., (1989), HOGAN (1991), MONTES (1992), MONTES y COLOMBO (1996) Y MONTES (2009). Por otra parte, también se han publicado algunos trabajos referentes a la interpretación estructural de las Sierras Exteriores (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; NICHOLS, 1987 a y b y POCOVÍ et al, 1990).

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Geográficamente, la Hoja de Yebra de Basa se sitúa al Oeste de la Provincia de Huesca. El área comprendido por la hoja, se localiza al Norte de la Hoya de Huesca y al E de la comarca de las Cinco Villas. Al S de la presente hoja se alzan las Sierras Exteriores Aragonesas, constituidas en esta transversal por la Sierras de Guara, Sierra de Gabardiella y Sierra del Gratal entre otras. Asimismo hacia el NO se encuentra muy próxima la prominente masa conglomerática de la Peña Oroel.

Desde el punto de vista topográfico, posee alturas medias en torno a los 800 m. La cota más baja es de unos 600 m y coincide con la salida de la hoja del río Gállego en el borde occidental, al O de la localidad de Caldearenas. A ambos lado del Gállego, se gana rápidamente altura, rebasándose pronto los 1.000 m de altitud. No obstante el terreno no es demasiado abrupto, pues el tipo de rocas presentes, sin demasiados contrastes en cuanto a su resistencia a la erosión, origina que los relieves sean esencialmente suaves y redondeados.

Hacia el cuadrante NE de la hoja se halla el valle de Basa, que con sus 700 m de desnivel constituye uno de los accidentes geográficos más acusados de la hoja. Este valle se halla flanqueado al N por las estribaciones más occidentales de la Sierra de Cangiás, con alturas en torno a los 1.600 m. Las cotas más elevadas de esta sierra se encuentran en la vecina hoja de Boltaña. En la vertiente S del valle se encuentra la Sierra del Portiello con cotas máximas alrededor de los 1.500 m. Más hacia el S y de forma suave, la topografía desciende hacia el

valle del Guarga, río que recorre el área cartografiada de E a O. Finalmente, a lo largo del borde S de la hoja se extienden las sierras de Ibirque y Bonés con cotas entre 1.300 y 1.400 m. En el borde SO se encuentra representado parte del profundo valle excavado por el río Garona sobre las unidades margosas del Eoceno y que origina desniveles de 700 m sobre las sierras anteriormente mencionadas.

Desde el punto de vista hidrológico, el área de la hoja de Yebra de Basa pertenece a la cuenca del Ebro y el curso de agua más importante y caudaloso que la recorre es el río Gállego. Este río recibe como afluentes por su izquierda los ríos Basa, Guarga, Matriz y Garona que tiene un breve recorrido por la hoja y su confluencia queda fuera de ella. Además recibe por ambos lados múltiples barrancos y arroyuelos. Aparte de dichos cursos de agua, nacen por el borde S de la hoja y salen fuera de ella después de hacer un breve recorrido por la misma los ríos Flumen y Guatizalema.

El terreno en general es bastante pobre y desprovisto de arbolado. La sierra del Portiello aún conserva manchas importantes de pinos, sin embargo el resto está bastante despoblado, siendo su vegetación algunos pinos, robles, encinas y sabinas y monte bajo compuesto de aliaga, boj, enebro, romero, espliego, etc. Los cultivos son también bastante escasos y pobres, siendo la principal zona la constituida por el cuaternario y las tierras bajas del Gállego, en donde se cultivan principalmente cereales.

Los núcleos de población son asimismo escasos y pequeños, siendo los más importantes los alineados a lo largo de los valles principales y entre ellos Yebra de Basa, Bentué de Rasal, Orna de Gállego, Hostal de Ipies, Latre, Caldearenas, etc. Los demás localidades son pequeñas aldeas, la mayor parte despobladas en la década de los sesenta y hoy en día en ruinas.

1.3. SITUACIÓN GEOLÓGICA

Desde el punto de vista geológico, la hoja se encuentra situada en la parte occidental de la cuenca Surpirenaica central, en lo que se denomina Cuenca de Jaca. Dicha cuenca está alargada en dirección E-O y está limitada por las Sierras Interiores y los Macizos Vascos orientales al N, y por las Sierras Exteriores al S. Presenta un relleno en general regresivo desde la sedimentación de las turbiditas eocenas (Grupo de Hecho), hasta las facies continentales oligocenas del Grupo Campodarbe, con un desplazamiento progresivo hacia el S de los depocentros. A partir del Oligoceno esta cuenca es de tipo piggy back (ORI Y FRIEND, 1984) y sus materiales conforman el denominado sinclinalio del Guarga.

Estructuralmente, la presente hoja de Yebra de Basa se halla situada en el núcleo de la parte oriental del sinclinalio del Guarga. En el ámbito de la hoja dicho sinclinalio se encuentra limitado al N por los cabalgamientos que afectan principalmente a la cuenca turbidítica (Cabalgameinto de Oturia; esquina NE) y al S por las Sierras Exteriores que representan el frente surpirenaico en esta transversal (Calizas de Guara; esquina SO).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos representados en la hoja corresponden a una serie de calizas del Eoceno medio (Calizas de Guara) que afloran en la terminación periclinal del anticlinal de Bentué de Rasal, el cual pertenece estructuralmente a las Sierras Exteriores (esquina SO). Por encima de éstos yace una serie margoso-arenosa del Eoceno medio-superior (unidades terrígenas marinas y de transición), la cual también aflora extensamente en los núcleos de los anticlinales de Basa (cuadrante NE), y en la terminación periclinal del anticlinal de Atarés (esquina NO). Esta serie margoso-arenosa, paulatinamente y tanto vertical como lateralmente grada a una potente serie terrígena roja, de edad Eoceno superior-Oligoceno (Grupo Campodarbe) de génesis continental y que constituyen el relleno más moderno dentro del ámbito de la hoja.

2.1. CALIZAS DE GUARA (LUTECIENSE)

Estas calizas son conocidas desde antiguo y han sido atribuidas al Eoceno. A menudo, han sido denominadas Calizas de Alveolinas (DALLONI, 1910; MALLADA, 1881) haciendo referencia al importante contenido que tiene de estos foraminíferos. Sin embargo, el nombre de Formación Calizas de Guara (PUIGDEFABREGAS, 1975) es más adecuado, ya que no siempre se caracterizan por contener Alveolinas. Otra característica importante de esta unidad bien conocida, es su variación de espesores.

SAMSÓ et al., (en prensa) en la vecina hoja de Apies (248), dividen esta serie de calizas eocenas en tres unidades cartográficas que informalmente las denominan Unidad de Guara I, Unidad de Guara II y Unidad de Guara III. En la presente hoja de Yebra de Basa solo afloran las dos unidades superiores.

2.1.1. Calizas y calcarenitas con Alveolinas. (Unidad de Guara II) (1)

Aparece en un reducido afloramiento en la esquina SE de la hoja, en la terminación periclinal del anticlinal de Bentué de Rasal próximo a la localidad del mismo nombre.

El espesor preservado en la presente hoja no supera los 100 m.

Litológicamente, la mayor parte de la serie está formada por calizas bioclásticas masivas de tipo packstone con alveolinas y miliólidos, las cuales contienen delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino o limos laminados. El final de la unidad se caracteriza por una alternancia de calizas bioclásticas y calcarenitas con alveolinas y fabularias, separadas por tramos de margas grises. Hacia el techo del miembro, es frecuente observar en las calcarenitas, abundantes laminaciones cruzadas debidas a ripples.

SAMSÓ et al. (en prensa), interpretan esta unidad en el sector central de las Sierras Exteriores, como una plataforma carbonatada extensa sin ruptura de pendiente acusadas (rampa).

SAMSÓ et al. (en prensa), para la presente unidad citan: *Alveolina munieri*, *A. frumentiformis*, *A. boscii*, *A. aff. fusiformis*, *Periloculina* sp., *Pseudolacazina* aff. *hottingeri*, *Fabularia* aff. *cassis*, *Fabiania cassis* y *Coskinolina* aff. *roberti*. Esta asociación la consideran como perteneciente a la biozona de *A. munieri* del Luteciense medio.

2.1.2. Calizas con Nummulites, areniscas y lutitas (Unidad de Guara III) (2)

Se encuentra en el mismo afloramiento que la unidad anterior y a techo de la misma. El

límite inferior lo constituye una superficie erosiva previa que erosiona a la unidad precedente en la presente hoja y a otras infrayacentes en hojas, originando que la presente unidad se disponga en discordancia angular o en situación paraconforme con ellas. Esta discontinuidad basal estudiada con detalle por SAMSÓ et al. (en prensa), suele observarse con dificultad y no presenta grandes evidencias de su importancia. Así, no se observan brechificaciones, ni estructuras de paleokarst, ni acumulaciones irregulares de materiales continentales.

Su potencia en la presente hoja se cifra en unos 100 m.

La característica litológica más notable de la unidad, es la presencia de importantes acumulaciones de calizas bioclásticas con nummulites y bancos monoestípicos de estos macroforaminíferos, en los que puede observarse una organización interna en secuencias. Dichas secuencias se inician con margocalizas con pequeños nummulites (microformas), para progresivamente, pasar a calizas con nummulites (ambas formas) finalizando con nummulites grandes (macroformas) con imbricación. Esta sucesión se repite con alguna intercalación de calcarenitas con fauna de alveolinás, nummulites, algas, púas de equinodermos y bivalvos.

BARNOLAS et al., (1991). y SAMSÓ et al., (en prensa), interpretan esta unidad como el depósito de una plataforma marina abierta, donde se desarrollan bancos de Nummulites *in situ* que se pueden considerar como bioconstrucciones. En estos bancos la actividad del oleaje se deja sentir en su parte alta, de forma que el lavado de las macroformas por las olas da lugar a una fábrica granosostenida de grandes nummulites en el techo del banco. Los nummulites pequeños, puestos en suspensión en principio, son resedimentados en zonas menos energéticas, por delante de los bancos nummulíticos de procedencia. Las zonas más someras de dicha plataforma, estarían representadas en los afloramientos más occidentales, por la presencia de las acumulaciones de algas y ostreidos y un mayor contenido en material terrígeno.

La fauna de nummulites del grupo perforatus citada por BARNOLAS et al., (op. cit.). y SAMSÓ et al., (op. cit), permiten asignar a esta unidad una edad Luteciense superior.

2.2. UNIDADES TERRÍGENAS MARINAS Y DE TRANSICIÓN (BARTONIENSE-PRIABONIENSE)

Bajo este epígrafe se agrupan una serie de unidades cartográficas dispuestas estratigráficamente encima de las unidades calizas descritas anteriormente (Calizas de Guara) en el flanco S del sinclinalio, y sobre las turbiditas del Grupo de Hecho (no aflorantes en la presente hoja) en el flanco N. Asimismo estas unidades se sitúan debajo de la potente serie detrítica roja de origen continental representada por los materiales del Grupo Campodarbe.

Se trata de dos unidades principalmente margosas (Fm. Margas de Larrés y Fm. Margas de Pamplona-Arguís) depositadas en un ambiente marino somero de plataforma; y de dos unidades esencialmente detríticas (Fm. Areniscas de Sabiñánigo y Fm. Belsué-Atarés) depositadas en un contexto sedimentario deltaico.

2.2.1. Margas grises (Fm. Margas de Larrés) (3)

Ocupa el núcleo del anticlinal de Basa el cual discurre en dirección SE-NO a lo del cuadrante nororiental de la hoja, y que se prolonga hacia el NO en la vecina hoja de Sabiñánigo. Fue reconocida por PUIGDEFÁBREGAS (1975) y posteriormente estudiada por REMACHA et al. (1987), que le dieron nombre. Desde el punto de vista morfológico, ocupa una zona deprimida entre los crestones de arenisca que la flanquean a lo largo del anticlinal antes mencionado.

Estratigráficamente, se sitúa por encima de la serie turbidítica no aflorante en el ámbito de la hoja, con la que se pone en contacto mediante el cabalgamiento de Oturia situado inmediatamente al N. La potencia preservada a lo largo del núcleo del anticlinal es de unos 200 m.

La unidad se inicia con margas grises masivas, en las que esporádicamente se reconocen niveles deslizados (slumps), así como capas delgadas de arenisca turbidíticas. Por encima, gradualmente desaparecen los niveles de arenisca, observándose una serie muy monótona de margas grises y margocalizadas, que hacia techo van aumentando su contenido en arena. La unidad llega a interdigitarse con la Arenisca de Sabiñánigo (4), de la que es, en la parte superior, equivalente lateral.

Estas facies fueron atribuidas a medios de talud por los autores anteriormente citados y representan la colmatación del surco turbidítico (Grupo de Hecho) en la zona cartografiada.

Su edad, de acuerdo con el trabajo de CANUDO y MOLINA (1988) es Luteciense superior-Bartoniense inferior.

2.2.2. Areniscas con Glauconita (Fm. Areniscas de Sabiñánigo) (4).

Aflora en ambos flancos del anticlinal de Basa por encima de la unidad margosa anterior (Fm. Margas de Larrés), separándola, de la suprayacente Margas de Pamplona. Fue estudiada con cierto detalle por PUIGDEFÁBREGAS (1975) y más recientemente por REMACHA et al. (1987) y REMACHA y PICART (1991). El hecho de ser una unidad de arenas entre dos unidades margosas, hace que se trate de un excelente nivel guía de destacado valor morfológico, cuya continuidad en el paisaje es patente en el Valle de Basa.

Su potencia máxima es de unos 180 m, disminuyendo su espesor progresivamente hacia el O. En cuanto a sus relaciones geométricas con respecto a las estructuras donde se enmarcan los afloramientos (anticlinal de Basa y sinclinal de Sta. Orosia-Canciás), hay que decir que no se observan relaciones de sincronía entre el depósito de la unidad y el crecimiento de las mismas.

En el flanco N del anticlinal, desde la localidad de Yebra de Basa hacia el NO, la unidad está constituida por dos bancos de arenisca separados por un tramo margoso. En este sector, la unidad se inicia con 15-20 m de tránsito a la unidad infrayacente, en el que empiezan a aparecer niveles delgados de arenas de grano fino o muy fino. Por encima aflora el primer paquete de arenas, que presenta una secuencia general granocreciente, con un espesor de 20 m. Las estructuras sedimentarias más corrientes son los ripples, junto a marcas de corrientes en los muros de los estratos y deformación por carga. Hacia techo, dominan las cicatrizes internas y la estratificación cruzada junto a cantos blandos. La fauna está constituida por restos fragmentados de Bivalvos principalmente, y algunos restos vegetales. El tramo margoso está constituido por 75 m de margas y margocalizadas arenosas con algunos nummulites y lamelibranquios. El segundo banco tiene 60 m de potencia, y en él pueden observarse secuencias grano y estratocrecientes de arenas con intercalaciones de margas con arenas bioturbadas de grano muy fino. La unidad termina con la aparición de un nivel margoso muy rico en ostreidos, gasterópodos y glauconita.

Hacia el SE, en el flanco N del anticlinal de Basa y a lo largo del flanco S, el tramo intermedio margoso se adelgaza notablemente a la vez que las facies van siendo ligeramente diferentes observándose numerosos ripples de oscilación, laminación flasers, y estratificación cruzada

de tipo sigmoidal a techo sobre todo de los bancos arenosos. Estas estructuras indican un ambiente con influencia de corrientes de mareas.

En el límite con la hoja superior de Sabiñánigo, es patente en la cartografía como la parte inferior de la presente unidad se interdigita con las Margas de Larrés. En este sector y hacia el NO, aumenta el grado de bioturbación así como el contenido en glauconita.

Esta unidad se interpreta como facies de plataforma siliciclástica distal progradante sobre las Margas de Larrés, con diferentes secuencias de profundización-somerización, culminadas en último término por el episodio transgresivo de las Margas de Pamplona (REMACHA y PICART, 1991). La flecha de progradación es ONO para PUIGDEFÁBREGAS (1975) y SO para REMACHA et al. (1987) y REMACHA y PICART, (1991). Esta última flecha de progradación, coincide, para la parte superior de la unidad con los datos que se obtienen en otras áreas más al Este, y con la estimación de paleopendientes realizadas en base a los slumps. Los sedimentos proximales equivalentes de dicha plataforma distal, según MONTES (2009), estarían representados por las facies deltáticas que se observan hacia el NE, en la zona de Fiscal (Valle de Ara, hoja de Boltaña). Dichas facies deltáticas, coinciden en edad con la Arenisca de Sabiñánigo y su posición paleogeográfica es coherente con la anteriormente mencionada flecha de progradación hacia el SO.

CANUDO y MOLINA (1988), datan a esta unidad a caballo entre el Bartoníense inferior y superior.

2.2.3. Margas grises. (Fm. Margas de Pamplona-Arguis) (5)

En esta unidad se incluyen un conjunto de materiales cuya litología es principalmente margosa. Aflora principalmente en ambos flancos del Anticinal del Basa, estratigráficamente por encima de la Arenisca de Sabiñánigo y en el núcleo del Anticinal de Atarés (esquina NO). También aflora en el flanco S del sinclinalio del Guarga en las proximidades de la localidad de Bentúe de Rasal (esquina SO).

Esta unidad fue estudiada por primera vez con detalle por ALMELA y RÍOS (1954). Sin embargo la Formación Margas de Pamplona fue definida por MANGIN (1959-60), refiriéndose a los afloramientos margosos de edad "Biarritzienne" que se extiende desde Pamplona hasta el Sinclinalio del Guarga. Posteriormente PUIGDEFÁBREGAS, (1975), integró en la definición de la formación los afloramientos del S del sinclinalio que consideraba equivalentes, de manera que en la literatura de la región se conoce esta unidad como Fm. Margas de Pamplona-Arguís. Más recientemente ha sido objeto de trabajos que han insistido en aspectos sedimentológicos y cronoestratigráficos. En lo que se refiere a estos últimos cabe destacar las dataciones realizadas por CANUDO y MOLINA (1988) basados en foraminíferos planctónicos y HOGAN (1991) mediante magnetoestratigrafía.

Estratigráficamente en los afloramientos del N del sinclinalio (anticinal de Basa), la unidad tiene como base la Fm. Arenisca de Sabiñánigo (4), mientras que el techo lo constituye las areniscas y margas de la Fm. Belsué-Atarés (7). En el flanco S la unidad se apoya sobre las calizas de Guara (1 y 2), siendo de igual forma su techo la Fm. Belsué-Atarés (7).

La potencia es muy variable dentro del ámbito cartografiado, aumentando notablemente de E a O. En el anticinal de Basa los espesores mínimos se han medido en el borde oriental de la hoja con apenas 200 m de alternancia de margas y niveles de areniscas, mientras que hacia

el NO en el borde N de la hoja se alcanzan espesores de más de 1.000 m. En el flanco S del sinclinalio, el espesor está condicionada fuertemente por la sincronía entre el crecimiento de los anticlinales N-S del sector central de las Sierras Exteriores y el depósito de la presente unidad. En concreto, en la charnela del anticlinal de Bentué de Rasal se alcanzan unos 400 m, mientras que en el sinclinal contiguo la potencia de la unidad aumenta drásticamente hasta alcanzar los 1.700 m. Este hecho ha sido descrito ampliamente en la literatura geológica de la región (ALMELA y RÍOS, 1951; PUIGDEFÁBREGAS y SOLER, 1973; PUIGDEFÁBREGAS, 1975; MILLÁN et al., 1992; BARNOLAS et al., 1992; TOLEDO, 1992; SAMSÓ et al. en prensa; GARCÍA SAN-SEGUNDO y MONTES, 2009).

Litológicamente corresponde a un potente nivel de margas con coloraciones grises y azuladas. La parte inferior de las margas suele ser bastante homogénea y azoica pasando hacia techo a intercalar niveles arenosos cada vez más abundantes y de mayor espesor con profusión de fauna asociada a estos niveles arenosos. La distribución de dicha fauna en la vertical representa un decrecimiento en la batimetría, observándose briozoos, nummulites y bivalvos en las partes inferiores y corales, algas y gasterópodos en las superiores.

La asociación faunística que presentan las margas de la parte inferior de la unidad sugiere una interpretación relacionada con sedimentos de plataforma margosa profunda (afótica), mientras que el progresivo enriquecimiento en niveles arenosos con fauna más somera que se observan a techo, se consideran sedimentos de talud en relación con medios deltáicos hacia zonas más proximales situadas hacia el E. Este hecho queda patente en la cartografía, tanto a lo largo de los anticlinales del Basa y Atarés (en el flanco N del sinclinalio), como en el sinclinal de Bentué de Rasal (en el flanco S), por el paso lateral de las margas de la presente unidad, a las facies deltaicas de la Fm. Belsué-Atarés. Asimismo, en el flanco S del sinclinalio, esta unidad margosa representaría una profundización relativa del perfil deposicional en relación a la plataforma carbonática sugerida para las calizas de Guara (unidades 1 y 2). En el flanco N, las margas, tendrían idéntica interpretación en cuanto a la profundización relativa pero aquí sobre los sedimentos deltaicos de la Fm. Areniscas de Sabiñánigo.

Según CANUDO y MOLINA (1988), CANUDO et al. (1988) y HOGAN (1991) en estudios cronoestratigráficos realizados tanto en la presente hoja como en las vecinas de Apiés y Agüero, estas margas corresponden al Bartonense-Priabonense medio.

Dentro de esta unidad margosa se han individualizado en la cartografía una serie de niveles principalmente bioclásticos.

2.2.3.1. *Niveles bioclásticos heterogéneos (6)*

Bajo este epígrafe se engloban una serie de unidades cartográficas diacrónicas compuestas principalmente por calizas bioclásticas, ricas en fauna encontrándose inmersas dentro de la unidad margosa antes descrita. Esta relación con litologías margosas produce que sus afloramientos, originen resaltos en la topografía, fácilmente reconocibles en el campo. La potencia de dichos niveles oscila entre 15 y 50 m. Algunos de estos niveles fueron estudiados previamente por PUIGDEFÁBREGAS, (1975) a quien deben su nombre.

Litológicamente constan de cuatro componentes principales: Nummulites, algas, corales y briozoos, sin que necesariamente se encuentren los tres juntos. Dentro del ámbito de la hoja afloran principalmente en el flanco S del Anticlinal del Basa, en la zona de Bentúe de Rasal (esquina SO) y en la terminación periclinal del Anticlinal de Atarés (esquina NO).

El nivel de Bentué de Rasal es el más antiguo y se sitúa en el flanco S del Sinclinorio del Guarga, extendiéndose desde dicha localidad hasta perderse en las proximidades de Rasal, fuera ya del ámbito de la hoja. Morfológicamente, su litología más competente origina un pequeño relieve que facilita su identificación en el campo, constituyendo un excelente nivel guía entre las margas de la unidad 5. En la localidad de Bentué de Rasal está constituido por dos paquetes amalgamados de calizas bioclásticas que presentan una gran abundancia de Briozos tanto incrustantes como ramosos, pectínidos en posición de vida, y fragmentos de esponjas, equinídos y ostreas. Hacia el Este, estos niveles calizos son sustituidos por areniscas con gran cantidad de fauna entre la que destacan: briozoos, equinodermos, operculinas, discocyclinas, y algunos nummulites. CANUDO et al., (1988) citan en estos niveles *Nummulites striatus*, *N. incrassatus incrassatus*, *N. chavanesi*, *N. gamieri*, *N. stellatus*, y *Operculina gomezi*, que caracterizan la base del Priabonense.

En el flanco S del Anticlinal del Basa en la parte superior de las margas existen varios niveles caracterizados por calizas bioclásticas principalmente compuestas por corales en posición de vida, alternando con margas. Tanto al E, como al O, estos niveles pierden potencia desapareciendo entre las margas.

En la esquina NO de la hoja aflora también un banco bioclástico de estas características denominado nivel de Oroel superior-Garoneta. Este nivel, en el ámbito de la hoja se caracteriza por ser una barra bioclástica heterogénea con fragmentos de corales, equinídos y bivalvos principalmente. Como se observa en la cartografía se sitúa a techo de las margas y en la base de la Fm. Belsúe-Atarés.

En general, por su composición litológica, faunística y situación estratigráfica, tanto en la vertical como lateral, pueden interpretarse como niveles arrecifales favorecidos en su génesis por episodios de escasa sedimentación detrítica.

2.2.4. Areniscas y margas grises. (Fm. areniscas y margas de Belsúe-Atarés) (7)

Esta clásica formación definida por PUIGDEFÁBREGAS (1975), aflora principalmente en ambos flancos del Anticlinal del Basa y en el núcleo del Anticlinal de Atarés (esquina NO). También aflora en el flanco S del sinclinalio del Guarga al N de la localidad de Bentúe de Rasal (esquina SO).

La unidad se sitúa estratigráficamente encima de las Margas de Pamplona-Arguís (5), a las que pasa lateralmente en su parte inferior. En toda la extensión cartográfica de la unidad, el techo lo constituyen diferentes unidades cartográficas de características continentales pertenecientes al Grupo Campodarbe, con los que experimenta asimismo un cambio gradual tanto vertical como lateralmente. Morfológicamente representa un resalte entre la unidad margosa infrayacente y las unidades continentales rojas situadas a techo. Este hecho se hace más evidente en el flanco S del anticlinal de Basa.

Debido a las relaciones laterales con las unidades infra y suprayacentes, la potencia es muy variable. Así, en los afloramientos del anticlinal de Basa, los mínimos espesores se observan hacia el SE, midiéndose unos 100 m. La potencia aumenta progresivamente hacia el O, hasta alcanzar los máximos espesores en el borde superior de la hoja donde se miden unos 250 m. En cuanto a los afloramientos del flanco S del sinclinalio, la potencia de la unidad está condicionada por el desarrollo sinsedimentario de las estructuras N-S de las Sierras Exteriores,

de forma que los mínimos espesores se obtienen en la charnela del anticlinal de Bentué de Rasal (70-100 m) y los máximos en el sinclinal (200 m).

En general la característica litológica principal de los materiales que componen esta unidad es la alternancia de paquetes de arenisca de magnitud métrica y decamétrica y margas azules. Dicha alternancia se ordena en secuencias tanto grano como estratocrecientes junto con estructuras sedimentarias de energía también creciente hacia techo. Este tipo de arquitectura en las facies así como la posición que ocupa la unidad respecto a las unidades infra y suprayacente (Margas de Pamplona-Argués y unidades continentales del Grupo Campodarbe), han permitido clásicamente interpretar los materiales que compone la unidad como típicos de un ambiente sedimentario deltaico.

En la zona oriental del anticlinal de Basa, las secuencias grano y estratocrecientes aparecen bien representadas. En este área, las areniscas presentan estratificación cruzada de bajo ángulo en las secuencias inferiores y laminación de ripples de oscilación en las superiores, así como estructuras de flaser y linsen. El contenido faunístico es abundante observándose bioclastos de gasterópodos, bivalvos y algas, así como restos de plantas en la base de algún banco de arenisca. Hacia el techo, los últimos paquetes de arenisca presentan frecuentes morfologías canaliformes cuyas bases erosivas están tapizadas de areniscas de grano grueso y ocasionalmente microconglomerados. Hacia el O, a lo largo del flanco S del anticlinal de Basa las secuencias estratocrecientes solo persisten en la parte inferior de la unidad, estando peor ordenadas hacia el techo. En esta parte superior de la unidad, proliferan las estructuras tipo flaser-linsen, morfologías canalizadas y niveles de margas grises con ostreas. Asimismo, se observa un incremento de la bioturbación a techo de los paquetes de arenisca. En general, las paleocorrientes medidas se encuentran comprendidas en un arco entre el ONO y OSO, siendo este el sentido de progradación de las facies deltaicas que componen esta unidad.

En los afloramientos al N de Bentué de Rasal (esquina SO) las secuencias estratocrecientes se reconocen con dificultad, observándose sobre todo gruesos paquetes de areniscas con estratificación cruzadas de orden métrico, con tamaño de grano creciente a techo.

En el flanco N del anticlinal de Basa, estratigráficamente por debajo de los conglomerados masivos de Santa Orosia (8), los materiales de la presente unidad están compuestos por una alternancia de conglomerados, areniscas y margas. En este sector se miden unos 100 m de espesor y la unidad se inicia con potentes paquetes de margas en las que se intercalan niveles de areniscas en secuencias positivas. Gradualmente, hacia techo, estos niveles de areniscas van siendo más abundantes en relación con las margas y empiezan a aparecer los primeros niveles conglomeráticos. Estos niveles, pueden alcanzar espesores decamétricos y percentiles de hasta 10 cm y se hacen mayoritarios a techo, disminuyendo notablemente los intervalos margosos, más abundantes en la base de la unidad. Las paleocorrientes medidas en la base de los paquetes de conglomerado indican una dirección de aporte hacia el SO. El techo se sitúa en la desaparición de los tramos margosos y la entrada de los paquetes de conglomerados masivos de Santa Orosia (8). Hacia el N (hoja de Sabiñánigo), esta unidad acaba bajo el cabalgamiento de Oturia. Hacia el SE, a lo largo del flanco N del anticlinal de Basa, los niveles de conglomerado cambian lateralmente a areniscas.

Así pues, los materiales constitutivos de la presente unidad corresponden a un nuevo episodio de progradación deltaica bien representado en ambos flancos del sinclinalio. La progradación de dicho sistema deltaico en el flanco N del sinclinalio estaría dirigida hacia el OSO, mientras

que en el flanco S la flecha de progradación apuntaría hacia el ONO. La mayor parte de los equivalentes continentales (unidades del Grupo Campodarbe) del complejo deltaico estarían situados hacia el E y SE. Sin embargo, los equivalentes continentales correspondientes a los afloramientos de la unidad que contienen conglomerados (flanco N del anticlinal de Basa) habría que situarlos hacia el NE, que es la dirección del área fuente de los aportes que se deduce de las paleocorrientes medidas en dichos conglomerados. En este sentido, estos conglomerados se interpreta como depositados en un medio marino somero, (fan delta) consecuencia de una fuerte actividad tectónica, probablemente debida al inicio del emplazamiento del cabalgamiento de Oturia. Los equivalentes de plataforma del complejo deltaico se situarían al O y NO (Margas de Pamplona-Arguís).

La edad de la unidad de acuerdo con el trabajo de CANUDO y MOLINA (1988) en los afloramientos del flanco N del sinclinorio y CANUDO et al. (1988) en los del flanco S, sería Priaboniense inferior-medio.

2.3. GRUPO CAMPODARBE (CENOZOICO CONTINENTAL)

Este epígrafe agrupa a una potente serie de sedimentos de origen continental, principalmente fluviales y aluviales, y cuya característica litológica es la alternancia de cuerpos de areniscas y/o conglomerados en paleocanales con lutitas y limolitas de tonos pardos y rojizos. Esta extensa serie continental es el relleno más moderno de la cuenca de Jaca en esta transversal y ocupa el núcleo del Sinclinorio del Guarga.

Esta serie detrítica conocida también como Grupo Campodarbe (MUTTI et al. 1972), fue estudiada extensamente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975), a quienes se deben los primeros apuntes en la estratigrafía. Más recientemente JOLLEY y HOGAN (1989), HOGAN (1991) MONTES (2009) y MONTES y COLOMBO (1996), aportan nuevos datos sedimentológicos, magnetoestratigráficos y estratigráficos respectivamente.

Dentro del Grupo Campodarbe, a lo largo del Sinclinorio del Guarga, tanto en la presente hoja como en las adyacentes, se han distinguido y cartografiado varias unidades, atendiendo a sus características litológicas y de facies. Las relaciones verticales y laterales de estas unidades en el ámbito de dicho sinclinorio, ponen de manifiesto que son litofacies genéticamente relacionadas entre sí, que registran el desarrollo coetáneo y limitado a determinados espacios geográficos, de determinados procesos y ambientes sedimentarios, lo que en la bibliografía viene siendo denominado como Sistema Depositional (ANADÓN et al., 1989). A su vez, estos Sistemas Deposicionales, forman conjuntos también genéticamente relacionados y limitados por discontinuidades, o por sus continuidades correlativas, conformando, Secuencias Deposicionales, según la definición de los anteriores autores.

En el caso del Sinclinorio del Guarga, los límites de estas Secuencias Deposicionales son 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 (N y NE del sinclinorio), se han seguido en la cartografía, poniéndose de relieve mediante líneas cronoestratigráficas consignadas con letras (A, B, C,...) ordenadas de más antigua a más moderna. Las líneas a veces representan un contacto normal en la cartografía (cuando coinciden con cambios de facies en la vertical) y otras se siguen dentro de una misma unidad cartográfica como una línea de tiempo sin que divida dos litologías diferentes (continuidades correlativas).

En la cartografía geológica de PUIGDEFABREGAS (1975) y MONTES (2009), se observa que una buena parte de los materiales del Grupo Campodarbe pasa lateralmente hacia el NO a facies de transición marino/continental (Fm. Belsué-Atarés, arenisca de Yeste-Arrés, etc.) y de plataforma (Fm. Margas de Pamplona-Arguis). Este hecho, que ha sido cartografiado con más detalle en diferentes hojas del MAGNA (Boltaña, Sabiñánigo, Yebra de Basa, Jaca, Apiés y Agüero) es el responsable de que las líneas cronoestratigráficas inferiores (A, B, C y D) no aparezcan dentro del Grupo Campodarbe en alguna de las hojas, estando sin diferenciar dentro de la Fm. Margas de Pamplona-Arguis.

Estas Secuencias Depositionales son susceptibles de agruparse a su vez en Megasecuencias Sedimentarias (o Complejos Sedimentarios, MONTES, 2009), cuyos límites están caracterizados por discordancias de mayor rango, y sus continuidades correlativas, y/o variaciones importantes en la paleogeografía de la cuenca. Estas megasecuencias son las siguientes:

- Megasecuencia de Campodarbe I.

Contiene los sedimentos comprendidos entre la discordancia de Campodarbe y su prolongación cartográfica (línea 0) y los sedimentos continentales más modernos que lateralmente tienen una equivalencia a unidades de transición y marinas (línea D). Su edad abarcaría el Priaboniense inferior y medio. Esta megasecuencia agrupa las secuencias deposicionales de: Santa Orosia, Bailín, Canciás-Oroel I y Canciás-Oroel II.

- Megasecuencia de Campodarbe II.

Tiene por base el techo de la megasecuencia anterior (línea D) y abarca sedimentos continentales que no tienen una equivalencia lateral a unidades marinas. Su techo son las primeras entradas de conglomerados masivos de San Juan de la Peña (hoja de Jaca) y su prolongación cartográfica (línea F). Su edad es Priaboniense superior- Rupeliense inferior. Contiene las Secuencias Depositionales de: Canciás-Oroel III y Lasaosa.

- Megasecuencia de Campodarbe III.

Tiene por base la anterior megasecuencia (línea F) y abarca los materiales más modernos dentro del Sinclinal del Guarga. Su edad es Rupeliense medio-superior?. Agrupa las secuencias deposicionales de San Juan de la Peña I y San Juan de la Peña II.

La definición de cada uno de los límites de las anteriores secuencias deposicionales se encuentra ampliamente argumentada en MONTES (2009) y MONTES Y COLOMBO (1996).

En la presente hoja de Yebra de Basa, dentro del Grupo Campodarbe se han cartografiado las siguientes unidades litológicas.

2.3.1. Conglomerados masivos (Conglomerados de Santa Orosia) (8)

Esta unidad principalmente conglomerática aflora en el área septentrional del área cartografiada (flanco N del anticlinal de Basa), conformando un relieve montañoso que caracteriza el paisaje en las proximidades de Sabiñánigo (próximo al N de la hoja). Existen también afloramientos pertenecientes a esta unidad, en el flanco S del anticlinal de Basa.

Estratigráficamente se sitúa encima de las areniscas y margas de la Fm. Belsué-Atarés, que en esta zona se caracteriza por contener niveles de conglomerado intercalados entre las margas. Hacia el SE, (flanco N del anticlinal del Basa) esta unidad cambia de facies a los materiales

principalmente lutíticos de la unidad cartográfica 9 (facies Bailín, PUIGDEFÁBREGAS, 1975) con adelgazamiento de espesores a la vez que los conglomerados pasan a areniscas. El techo asimismo, viene delimitado por los materiales de la misma unidad cartográfica 9 que se superponen de forma brusca sobre los conglomerados de Santa Orosia.

Su potencia es de unos 350 m en el flanco N del anticlinal de Basa y de unos 150 m en el flanco S.

La unidad está constituida por una serie de paquetes de conglomerados masivos amalgamados con morfologías lenticulares, y relativamente extensos, separados entre sí por pequeños tramos lutítico- limosos de coloraciones rojizas. Los paquetes de conglomerados son de orden métrico en la parte inferior con percentiles de 12 cm y decamétrico hacia el techo con cantes de 60 cm de tamaño máximo, conformando secuencias estratocrecientes y granocrecientes perfectamente observables. Dentro de los cuerpos conglomerados se observan gran cantidad de cicatrices internas de diverso orden y magnitud. Los cantes principalmente son de arenisca (resedimentados de la serie turbidítica) y de forma subordinada de caliza. Las paleocorrientes, medidas en scours en la base de los paquetes y en imbricaciones de cantes, están dirigidas hacia el SO. Hacia el techo de algunos cuerpos conglomeráticos, son localmente muy abundantes los oncolitos y las construcciones algales, dispersos entre el material terrígeno. La unidad finaliza con un último paquete de conglomerados que bruscamente da paso a las lutitas rojas de la unidad suprayacente. Este último paquete genera una superficie estructural (hog back) de gran expresión morfológica especialmente en la suprayacente hoja de Sabiñánigo (inmediaciones de la Ermita de Santa Orosia).

Los afloramientos del flanco S del anticlinal de Basa se caracterizan por la mayor amplitud de los tramos lutíticos, estando los paquetes de conglomerados más separados entre sí. Este hecho posibilita su seguimiento discreto como líneas de capa a lo largo de la extensión del flanco. Uno de estos paquetes de conglomerado posee una gran continuidad hacia el O, habiéndose cartografiado hasta el refugio situado en la vertiente N de la Peña Oroel a través de las hojas de Sabiñánigo y Jaca, constituyendo así un excelente nivel guía. Esta capa de conglomerado puede observarse en el antiguo túnel abandonado de Bailín (carretera de Huesca a Sabiñánigo).

El cambio litológico brusco a techo de los conglomerados, define el límite superior de la secuencia de Santa Orosia (MONTES, 2009). Su continuidad correlativa es la línea de capa cronoestratigráfica A que se sigue bien a lo largo de ambos flancos del sinclinal del Guarga. En el flanco S del anticlinal de Basa, la línea de capa A la constituye asimismo, el techo de los conglomerados de la presente unidad. Dicha línea de capa A, es truncada parcialmente por discordancia en la zona oriental del flanco S del anticlinal de Basa por los conglomerados, calizas y lutitas de la unidad 12.

La unidad se interpreta como sedimentos de abanico aluvial proximal, donde el transporte se realizaría de una manera periódica y episódica, como lo sugieren los crecimientos estromatolíticos intercalados, y los tramos lutíticos que conllevaría periodos más o menos prolongados de inactividad o ralentización sedimentaria. Las cicatrices internas sugieren un depósito mediante procesos de transporte turbulento de tipo arroyada en manto (sheet flood). La disposición general estratocreciente del conjunto, implica un progresivo incremento en la actividad tectónica del área fuente, probablemente debido al emplazamiento de la lámina de Oturia. El incremento en el diastrofismo del área fuente originaría a su vez un aumento en

la pendiente deposicional del abanico que puede argumentarse por el rápido cambio lateral que experimentan los conglomerados a las facies principalmente lutíticas constituidas por la unidad cartográfica 9 (facies Bailín).

La edad de la unidad sería Priaboniense inferior (CANUDO y MOLINA, 1988)

2.3.2. Lutitas rojas areniscas y conglomerados (9)

Los materiales de esta unidad, denominados "facies Bailín" por PUIGDEFÁBREGAS (1975), afloran extensamente en el sector NE de la cartografía, a lo largo de los flancos del sinclinal de Santa Orosia-Canciás y el anticlinal de Basa.

Estratigráficamente se sitúan por encima de las facies deltaicas de la Fm. Belsué-Atarés (7) situadas a lo largo de los flancos de los pliegues antes mencionados, y a los que pasa lateralmente en su parte inferior. El techo de la unidad es heterócrono, ya que constituye el cambio lateral de las diferentes unidades conglomeráticas situadas en su ámbito de afloramiento, como son los conglomerados de Santa Orosia (8) y los conglomerados, calizas y lutitas de la unidad 12.

La máxima potencia del conjunto de la unidad se ha medido en el flanco S del anticlinal de Basa, con un espesor en torno a los 900 m.

Litológicamente la unidad está constituida por lutitas y limolitas rojas con abundante bioturbación (burrows), que presentan numerosas intercalaciones de capas de areniscas y conglomerado, de espesor métrico y mal clasificadas. Dichos niveles de conglomerado hacia el SE del flanco N del anticlinal de Basa, así como hacia el NO del flanco S, disminuyen su tamaño de grano de modo que solo observan únicamente capas de areniscas que ocasionalmente presentan en su base un lag de gravas. Este hecho manifiesta una clara distalidad en el depósito en aquellas direcciones.

En los niveles detríticos son frecuentes las bases erosivas canalizadas. La composición de cantos es heterogénea, observándose cantos de arenisca, caliza y en menor proporción de cuarzo. Asimismo, en esta zona, son frecuentes algunos tramos lutíticos con coloraciones grisáceas y amarillentas donde aparecen niveles centimétricos con restos orgánicos y gasterópodos. Las direcciones de paleocorriente medidas en scours en la base de algunos canales indican una dirección de aporte dirigida de forma general hacia el S.

La parte inferior de la unidad por debajo de la línea de capa cronoestratigráfica A, representa el cambio lateral de facies de los conglomerados de Santa Orosia, puesto que dicha línea de capa, es la continuidad correlativa del techo de dichos conglomerados. La parte superior de la unidad por encima de la línea A, constituye de forma esencial la Secuencia Deposicional de Bailín (MONTES, 2009 y MONTES y COLOMBO, 1996).

Se interpreta como los depósitos marginales de los abanicos aluviales representados por los conglomerados de Santa Orosia (unidad 8) y los conglomerados, calizas y lutitas de la unidad 12, donde se sedimentarían los materiales más finos sedimentados por mecanismos de transporte de tipo mud-flow. Los afloramientos situados por encima de los conglomerados de Santa Orosia, representarían una retrogradación de los aportes de dicho abanico, motivada probablemente, por una disminución en la velocidad del emplazamiento de la lámina de Oturia.

La equivalencia lateral con los materiales de transición y marinos representados por las areniscas y margas de la Fm. Belsué-Atarés (7) y la Fm. Margas de Pamplona-Arguís (5), permiten datar la unidad como Bartonense superior-Priabonense medio (CANUDO y MOLINA, 1988).

2.3.3. Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y calizas con gasterópodos (10)

La unidad aflora en el sector NO de la hoja, en el flanco S del anticlinal de Basa así como en ambos flancos del anticlinal de Atarés. En el flanco S del anticlinal de Basa, se sitúa estratigráficamente por encima de la unidad anterior (9), mientras que en ambos flancos del anticlinal de Atarés, se localiza transicionalmente a techo de la Fm. Belsué-Atarés, (7). El techo de la unidad también es heterócrono, ya que constituye el cambio lateral de diferentes unidades detríticas de origen fluvial situadas hacia el E.

La potencia máxima de la unidad se cifra en torno a los 1.100 m en el flanco S del anticlinal de Atarés en el borde occidental de la hoja.

Consiste en una alternancia de lutitas de colores pardo-amarillentos y capas de arenisca, siendo más importante en proporción los tramos lutíticos. En los tramos lutíticos es frecuente observar rasgos de edafización manifestado por una mayor intensificación del color rojizo, así como abundancia de bioturbación (burrows). Las areniscas suelen ser de grano fino y contienen estructuras de ripples de corriente y estratificación cruzada de pequeña escala. La ordenación interna es granodecreciente y presentan a veces una ligera morfología canaliforme. Las direcciones de las paleocorrientes medidas en las areniscas apuntan hacia el O, OSO y ONO. De forma esporádica, pueden observarse también algunos niveles de escala centimétrica de caliza micrítica grisácea con restos de conchas y moldes de gasterópodos.

Como se observa en la cartografía, la base de esta unidad es heterócrona respecto a los anticlinales de Basa y Atarés. Esto implica un cambio lateral de su parte inferior hacia el N, a través del núcleo del sinclinal intermedio (sinclinal de Oroel), a las facies lutíticas rojas de la unidad 9 (facies Bailín).

Se interpreta como depósitos fluviales distales con cauces inestables y frecuentes desbordamientos con el consiguiente dominio de la sedimentación lutítica de la llanura de inundación en la que se desarrollarían ocasionalmente niveles de caliza lacustre. Las paleocorrientes hacia el O, OSO y ONO, sugieren que dicho sistema fluvial sería el colector de los aportes conglomeráticos de la Peña Oroel (hojas de Sabiñánigo y Jaca) de procedencia Norte, redistribuyéndolos hacia zonas más distales (deltaicas o lacustres), así como a las diferentes facies fluviales de procedencia oriental y de características algo más proximales que la presente unidad. Estas últimas facies fluviales, son a su vez, las facies distales de diferentes secuencias de abanicos aluviales progradantes presentes en la sierra de Canciás, cuyas bases son las líneas B, C y D.

Con respecto a la edad de esta unidad, HOGAN (1991) mediante magnetoestratigrafía reconoce el cron 13 (35-36 m.a.) en varias localidades a lo largo del flanco S del Anticlinal de Atarés (vecina hoja de Agüero). Esta zona de polaridad magnética dicho autor la reconoce por encima del techo de esta unidad y en la parte inferior de la suprayacente. Si tenemos en cuenta que el cron 13 ocurre cerca de 1 m.a. encima del límite Eoceno-Oligoceno, y asumiendo tasas de sedimentación homogéneas, el límite Priabonense-Rupeliense (línea E) debe situarse en el techo de la unidad. Así pues, la edad de ésta unidad es Priabonense medio (edad del Belsué-Atarés en esta zona según CANUDO y MOLINA, 1988)- Priabonense superior terminal.

2.3.4. Areniscas en paleocanales con cantos de cuarzo; lutitas rojas y limolitas (11)

Los materiales de la presente unidad se corresponden con las "facies Vibán" definidas por PUIGDEFABREGAS, (1975), las cuales representan los materiales continentales de características fluviales más bajos estratigráficamente de los que se encuentran en el sinclinalio del Guarga. En el ámbito de la presente hoja, sus afloramientos se reducen a una pequeña extensión en la esquina SE, en el flanco S del sinclinalio.

Hacia el E (en la vecina hoja de Boltaña), se apoya de forma discordante sobre las calizas del anticlinal de Boltaña (discordancia de Campodarbe), mientras que la base de la unidad hacia el Oeste (hojas de Alquezar y Apies), es un cambio lateral de facies a favor de la Fm. Belsué-Atarés de características deltaicas (7). El techo de la unidad es más neto, y se sitúa en el inicio de la sedimentación de unidades cuya composición de cantos es de procedencia septentrional y su continuidad correlativa (línea cronoestratigráfica D, nivel de Torruéllola de SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970). Dentro del conjunto del sinclinalio del Guarga, a partir de esta línea D la sedimentación en la cuenca es de características únicamente continentales, no observándose ya una equivalencia lateral a unidades con facies marinas (MONTES y COLOMBO, 1996).

La unidad se caracteriza por una alternancia de lutitas rojas con paquetes de areniscas con bases canalizadas, originando estos últimos numerosos crestones que condicionan la morfología del paisaje.

Los paleocanales suelen presentar bases erosivas poco acusadas y techos prácticamente planos. Sus dimensiones laterales suelen ser importantes (centenares de metros) y la potencia de cada capa es de orden métrico o decamétrico. En la base de los canales es frecuente observar niveles de acumulación de cantos bien rodados de grava (lag) cuya composición principal es de cuarzo (de colocaciones claras y rojizas), lítitas, rocas metamórficas, areniscas, caliza y fragmentos de brechas rojas (probablemente del Permo-Triásico pirenaico), lo que indica un área fuente claramente paleozoica. Internamente presentan numerosas cicatrizes erosivas donde se observa laminación cruzada en surco. Asimismo es frecuentes la laminación cruzada a gran escala debida a megripples, muy evidentes en los techos de algunos canales. También es posible observar con relativa frecuencia cuerpos de acreción lateral en algunos canales. En general el tamaño de grano va disminuyendo hacia el techo, pasándose no obstante de modo brusco a los tramos de lutita, con la presencia a techo de los canales de unos niveles de espesor decimétrico a métrico, de arenisca de grano fino-medio en los que son frecuentes un moteado rojo característico debido probablemente a la bioturbación.

Entre los canales se puede observar lutitas rojas, con esporádicas pasadas de arcillas grises y con pequeñas capas de arenas finas o medias correspondientes a facies de inundación y desbordamiento. Es destacaba la ausencia de niveles carbonatados lacustres. Internamente, estas facies de desbordamiento presentan laminación cruzada debida a ripples y megripples.

Las direcciones de paleocorriente medidas en surcos de la bases erosivas de los canales (scours) y megripples indican un sentido general del aporte hacia el NO.

En general, la unidad en su conjunto posee una ordenación interna grano y estratocreciente, argumentado por la mayor potencia de los canales hacia el techo de la unidad, así como el aumento del tamaño de grano de las gravas (microconglomerático) en el mismo sentido. Asimismo es destacaba a gran escala la disposición espacial de canales formando niveles de

acumulación. El más importante de ellos posee una potencia de 70-100 m, y su base es la línea cronoestratigráfica C. Esta línea se sigue bien por la vecina hoja de Boltaña y coincide con la base de la Secuencia de Canciás-Oroel II, definida en la Sierra de Canciás (MONTES y COLOMBO, 1996).

Las características generales permiten proponer para la unidad, un ambiente sedimentario de llanura fluvial con un sistema mixto de ríos meandriformes y trenzados (braided), en un régimen hidráulico con una cierta regularidad y constancia. Dicho sistema fluvial fluiría de SE a ONO y tendría un área fuente en materiales paleozoicos. Hacia el O, este sistema fluvial alimentaría los depósitos deltaicos de la Fm. Belsué-Atarés (7) de la parte oriental del flanco S del sinclinalio (hojas de Alquezar y Apies)

De acuerdo con el trabajo de CANUDO et al., (1988) en la sección de Arguis (hoja de Apiés), y teniendo en cuenta la equivalencia lateral de los materiales de la unidad en relación con las facies deltaicas y de plataforma hacia el O, la edad de esta unidad sería Bartonense-Priabonense superior.

2.3.5. Conglomerados en paleocanales, calizas con gasterópodos y lutitas pardo-rojizas (12)

Esta unidad forma parte del conjunto de materiales conglomeráticos que constituyen el relieve montañoso de la Sierra del Portiello. Aflora extensamente en el sector NE de la hoja, en ambos flancos del anticlinal de Basa y en la zona oriental del eje del sinclinalio del Guarga.

Estratigráficamente, se sitúa de forma brusca sobre las facies de lutitas rojas de la unidad 9, con la que en parte experimenta un cambio lateral hacia el NO en el flanco S del anticlinal de Basa.

El espesor máximo de la unidad se registra en la zona oriental de su afloramiento con unos 1.000 m, disminuyendo de potencia hacia el O hasta alcanzar los 400 m (columna de S. Antón). La reducción de potencia se debe en parte al cambio lateral de facies que experimenta en favor de la unidad 9 (facies Bailín)

Está constituida por bancos de conglomerados decamétricos con intercalaciones métricas de lutitas y limolitas rojas. Los bancos de conglomerado poseen bases erosivas marcadas con numerosos scours, donde se han medido paleocorrientes que se dirigen hacia el S y SO. Internamente se observan numerosas cicatrizes erosivas y laminación cruzada marcadas por hiladas de cantes imbricados. Los cantes están bien redondeados dentro de una matriz arenosa y su composición es principalmente de arenisca (serie turbidítica), y en menor de caliza (posiblemente derivados de las megacapas carbonáticas). En el sinclinal de Santa Orosia-Canciás (esquina NE), son relativamente frecuentes bancos de caliza micrítica de escala métrica con numerosos moldes y conchas de gasterópodos y caráceas. Dichas calizas son mucho menos frecuentes en el flanco S del anticlinal de Basa.

Hacia el O y SO, se interdigita con las unidad 9 y 14, con adelgazamiento de los bancos de conglomerado a la vez que los tramos lutíticos aumentan progresivamente de espesor. La brusca entrada de esta unidad de conglomerados sobre la unidad lutítica inferior (9), delimita las secuencias deposicionales de Bailín (infrayacente) y Canciás-Oroel I (suprayacente), de acuerdo con los trabajos de MONTES, (1992) y MONTES, (1996). Su continuidad correlativa es la línea de capa cronoestratigráfica B. Este límite de secuencia, en el sector oriental del flanco S del anticlinal de Basa, es la base de una discordancia angular (discordancia de Guilué), que

origina que los materiales de la presente unidad se dispongan directamente sobre las facies deltaicas de la Fm. Belsué-Atarés.

La unidad puede interpretarse como facies proximales de abanicos aluviales dominados por flujos acuosos turbulentos (sheet flood). El rápido cambio de facies que experimentan hacia facies lutíticas de la unidad 9 en la parte inferior de la serie, sugiere un alto gradiente para los abanicos, con una relativamente acusada pendiente deposicional.

Por su posición estratigráfica y equivalencia lateral con unidades marinas en las hojas adyacentes, la unidad se data como Priaboniense medio-Rupeliense inferior.

2.3.6. Areniscas en capas tabulares con cantos de cuarzo; limolitas y lutitas rojas (13)

Aflora a lo largo del borde meridional de la hoja, en el flanco S del sinclinorio.

Se dispone a techo de la unidad 11, y lateralmente pasa a las unidades 14 (E) y 15 (O). El techo de la unidad viene delimitado por la línea cronoestratigráfica E, que coincide aproximadamente con el límite Eoceno-Oligoceno.

En la columna de Lasaosa se miden 530 m, mientras que en la de Monrepós se cortan unos 1.000 m.

Litológicamente se asemeja a las materiales de la unidad 11 (facies Vibán), aunque en este caso los niveles de areniscas poseen un tamaño de grano menor. Las areniscas se presentan en capas extensas (orden kilométrico) de entre 3 y 8 m de espesor, con techo y base generalmente plana. No se aprecia un orden secuencia bien definido, aunque poseen una cierta tendencia granodecreciente. En cuanto a las estructuras destaca su gran complejidad y variabilidad. En la base suelen observarse relieves erosivos y deformacionales, en donde se conserva a menudo un lag de gravas mal clasificado y compuesto principalmente por granos de cuarzo. En el cuerpo de las areniscas se reconoce estratificación cruzada debido a mega-ripples, ripples y a menudo laminación paralela de alto régimen de flujo, junto con cicatrices erosivas canaliformes de gran escala, llenas a su vez de areniscas con estructuras sedimentarias semejantes a las descritas y con diversa orientación. Hacia el techo de las areniscas dominan las estructuras de menor energía, como los ripples, climbing ripples y un tipo de facies denominada "tigreado" (RIBA y PÉREZ MATEOS, 1962; in PUIGDEFÁBREGAS 1975), que se relaciona con la propia formación de los climbing y que originan en la roca un moteado rojizo típico.

Las lutitas entre los canales, poseen un color rojo intenso y suelen ser arenosas. Tienen entre 15 y 20 m de espesor, y en ellas son muy raras las intercalaciones de arenisca fina (depósitos de llanura de inundación).

Estos depósitos se interpretan como originados por corrientes de régimen fuerte, de direcciones variables y probablemente de tipo inestable o intermitente, divagando en cauces muy amplios, sin ribazos estables ya que no se encuentran las areniscas finas típicas de desbordamiento, intercaladas en los materiales finos de la llanura de inundación. Este tipo de materiales encaja en su descripción con depósitos de ríos trenzados de arenas (PUIGDEFÁBREGAS, 1975). Con respecto a las unidades adyacentes, estas facies se encuentra a caballo entre los depósitos conglomeráticos de cursos de agua trenzados de procedencia pirenaica situados al E (unidad 14) y los depósitos fluviales meandriformes de cauces estables situados al O (unidad 15).

En cualquier caso formaría parte del sistema fluvial principal de la cuenca que discurría en dirección longitudinal al eje del sinclinal (ONO)

Con respecto a la edad, HOGAN (1991), encuentra, dentro de estos materiales, los cronos magnetoestratigráficos 16 y 15 en la columna de Monrepós. Dichos cronos datarían la unidad, y se sitúan entre el Priaboniense medio y superior.

2.3.7. Conglomerados de caliza y arenisca; areniscas y lutitas pardo-rojizas (14)

Aflora extensamente en el sector centro-oriental de la hoja, en el eje del sinclinal del Guarga. Asimismo, se reconocen afloramientos de la unidad en la esquina SE (flanco S del anticlinal de Atarés) y en el cuadrante NO cerca del borde con la adyacente hoja de Agüero (flanco S del sinclinal).

Esta unidad forma parte de un conjunto de materiales conglomeráticos, heterócronos y que constituyen el paso lateral de otras facies de conglomerados más proximales, tales como la unidad 12 de la presente hoja y las facies de conglomerados masivos de S. Juan de la Peña (hojas de Jaca y Agüero).

La potencia es variable encontrándose los máximos espesores en los afloramientos del eje del sinclinal con unos 550 m (columna de Lasaosa).

Litológicamente consiste en una alternancia de capas de conglomerado, areniscas y lutitas. Las capas de conglomerado tienen un espesor medio de 5 m y se presentan con una base muy erosiva, internamente presentan cicatrizes que representan un marcado relleno multiepisódico, con abundantes scours que indican paleocorrientes hacia el S y SO. El techo de estas capas suele estar constituido por un tramo de arenisca de grano grueso a medio, con ripples de corriente, formando por tanto secuencias granodecrescentes. Ejemplos espectaculares de este tipo de canales pueden observarse en la carretera que sigue el curso del río Guarga hacia el puerto del Serrablo. Los cantos son principalmente de arenisca (Grupo de Hecho) y caliza. En los afloramientos de la esquina SE, canales de esta unidad se interdigitan con areniscas de la unidad 13 cuya composición de cantos es principalmente de área fuente paleozoica (cantos de cuarzo y lítidas)

Las lutitas son de color pardo rojizo y presentan intercalaciones de niveles tabulares de arena fina con laminación paralela y ripples.

Se interpretan como depósitos de cursos de agua trenzados próximos a abanicos aluviales, es decir, depósitos intermedios entre los sedimentos de abanico aluvial representados por la unidad 12 y los fluviales de características más distales de las unidades 10, 16 y 13. La base de los afloramientos de esta unidad en el flanco S del anticlinal de Atarés y su continuidad correlativa (línea cronoestratigráfica F) hacia el O, define la Megasecuencia de Campodarbe III, caracterizada por la entrada en la cuenca de los conglomerados masivos de San Juan de la Peña (hoja de Jaca).

La edad de esta unidad, se ha deducido por correlación con los datos magnetoestratigráficos de HOGAN (1991), principalmente registrados en la vecina hoja de Agüero en unidades cartográficas equivalentes. Según estos datos la edad de la unidad sería Priaboniense superior-Rupeliense.

2.3.8. Areniscas en paleocanales con lag microconglomerático y lutitas rojas (15)

Aflora extensamente en el sector meridional de la hoja, a lo largo del flanco S del sinclinorio. Estratigráficamente se sitúa encima de la unidad 13, con la que evidencia un cambio de facies lateral hacia el O. El techo asimismo, experimenta cambio de facies con diversas facies fluviales suprayacentes.

La potencia es muy variable debido a los grandes cambios de facies que presenta. En a columna de Lasaosa se miden unos 150 m, mientras que en la de Monrepós el espesor alcanza los 900 m.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia de lutitas y areniscas rojas. Las areniscas se presentan en capas entre 3 y 7 m de espesor y poseen una ordenación interna granodecreciente, con tamaños de grano que oscilan entre grava en la base y arena fina, aunque esta ordenación a veces está poco definida en la parte superior. Los cantes son de caliza, arenisca y sobre todo cuarzo. Las estructuras también presentan una ordenación en secuencias positivas, con estratificación cruzada debida a megarripples en las partes inferiores y ripples de corriente en el techo. La continuidad lateral de las capas de areniscas es del orden del centenar de metros y en ellas es frecuente observar su morfología canaliforme. En la base de las capas de arenisca son frecuentes los scours, en donde se han medido paleocorrientes que apuntan hacia el NO y O. Son frecuentes las estructuras de acreción lateral, de las cuales la carretera antigua del puerto de Monrepós ofrece ejemplos excepcionales. En las cercanías de la pardina de Escusagüas puede observarse incluso las barras originales de acreción (scrolls bars) conservadas en el techo de una de las capas de areniscas.

Los tramos lutíticos suelen presentar una marcada coloración rojiza y están afectados por fenómenos pedogenéticos y bioturbación (burrows). Contienen frecuentes intercalaciones de areniscas de grano fino en las que se observan ripples de corriente.

Esta unidad se interpreta como depósitos fluviales meandriformes de cauces estables con una llanura de inundación bien desarrollada, donde se registrarían los depósitos de desbordamiento. Representa una posición intermedia entre las facies de tipo fluvial trenzado de la unidad 13 (más proximales) y las facies meandriformes distales de la unidad 16, y junto con las anteriores formaría parte del sistema fluvial principal de la cuenca que discurriría en dirección longitudinal al eje del sinclinorio (ONO).

Esta unidad, debido a sus cambios de facies, es muy heterócrona y se data de acuerdo con los datos de HOGAN (op. cit.) como Priaboniense superior-Rupeliense inferior. La isócrona del límite Eoceno-Oligoceno (línea cronoestratigráfica E), estaría dentro de esta unidad

2.3.9. Lutitas pardas y areniscas en paleocanales (16)

Aflora en la zona centro-occidental de la hoja, en eje del sinclinorio.

Se caracteriza como en las unidades anteriores por una litología alterante de lutitas y areniscas, con dominio de las facies lutíticas. Estas lutitas son parecidas a las de las unidades anteriores con intercalaciones de niveles de arena fina con ripples de corriente y bioturbación debida a raíces, así como signos de pedogénesis. Se distinguen por la coloración pardo-amarillenta que presentan.

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

La potencia máxima de esta unidad deducida de los cortes geológicos es de unos 1300 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 tipos de sistemas fluviales que encontramos al S y N del Sinclinorio. Por una parte esta unidad, con respecto a los sistemas fluviales del S, representa un cambio en el estilo meandriforme de la unidad 15 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 N representaría las facies fluviales meandriformes de los sistemas aluviales (de composición principalmente conglomerática) caracterizados en las unidades 12 y 14.

Su edad, deducida de los datos de HOGAN (op. cit.) sería Priaboniense superior-Rupeliense.

2.3.10. Lutitas y limolitas calcáreas blanquecinas con niveles de caliza micrítica (17)

Bajo este epígrafe se describen una serie de materiales que afloran en el extremo centro-oriental de la cartografía, en el núcleo del sinclinorio. Estratigráficamente se encuentra intercalados hacia el techo de los conglomerados, areniscas y lutitas de la unidad 12 (columna de Lasaosa).

Poseen potencias que oscilan entre 20 y 50 m. Se trata de una alternancia de lutitas y limolitas de color claro en los que a menudo aparecen delgados niveles (decimétricos) de calizas micríticas con ocasionales moldes de raíces, caráceas y Gasterópodos, así como niveles edafizados tipo caliche.

Su situación de intercalación dentro de los depósitos conglomeráticos, interpretados como facies proximales de abanicos aluviales de la unidad 12, sugiere un ambiente de sedimentación marginal a dichos abanicos. La sedimentación en este contexto se realizaría de una manera periódica y episódica, como lo sugieren tanto los tramos lutíticos, como el desarrollo de caliches y calizas micríticas de facies palustre. La presencia de dichos materiales conllevaría períodos más o menos prolongados de inactividad o ralentización sedimentaria.

Por su posición estratigráfica, la unidad se data como Rupeliense inferior.

2.3.11. Lutitas pardas y niveles de areniscas en paleocanales (18)

Ocupa dos afloramientos en el núcleo del sinclinorio del Guarga en el sector centro-occidental de la hoja: uno al S del curso del río Guarga, y el otro al NO del río Gállego, en el límite con la hoja de Agüero.

Estratigráficamente son los depósitos más modernos registrados en el sinclinorio del Guarga en la presente hoja. La potencia máxima preservada en la columna de Monrepós es de unos 150 m.

Desde el punto de vista litológico, tiene muchas semejanzas con la unidad 16 de la que se distingue principalmente por su posición estratigráfica (más alta), por la mayor potencia relativa de los tramos lutíticos sobre las capas de arenisca y por el cambio en las paleocorrientes que en esta unidad apuntan hacia el SSO. Por lo demás, la descripción litológica es totalmente comparable.

La interpretación de estos depósitos es semejante a la de la unidad 16, aunque aquí la llanura de inundación entre los canales sinuosos estaría más desarrollada. Estos depósitos, los más modernos que se registran en el sinclinal del Guarga, representarían una cierta homogeneización de los relieves circundantes, fuentes del aporte sedimentario, fruto probablemente de una desaceleración en el diastrofismo de los bordes de la cuenca.

Por su posición estratigráfica esta unidad se data como parte alta del Rupeliense medio.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Aluvial-coluvial (19)

Se encuentran dispersos a lo largo de toda hoja, siendo especialmente abundantes en la ladera N de las Sierras de Ibirque y Bonés.

Están formados por limos y arcillas, con algún nivel de arena y gravas, subangulosas a subredondeadas con espesores de 1-2 metros. En ellas es frecuente el desarrollo de diversos tipos de cultivo.

2.4.2. Gravas poligénicas y arenas. Depósitos de terrazas altas (20)

Esta unidad agrupa los depósitos más antiguos cartografiados. Sus potencias varían entre 2 y 8 metros.

Dentro de estos depósitos se diferencian en la base brechas formadas por bloques angulosos y con cantos subredondeados de calizas. Las brechas son caóticas, con base muy irregular y continuidad lateral métrica, y se depositaron probablemente por flujos en masa. En la vertical el depósito es claramente conglomerático, con cantos subredondeados de 10-30 cm de diámetro y cuya composición es esencialmente de arenisca (Grupo de Hecho). Muestran una estructura masiva normalmente, aunque se observa laminación horizontal, imbricaciones y barras que llegan a tener dimensiones métricas. La matriz arenosa está cementada por calcita. En algunos casos están desarrollados encostramientos sobre todo hacia techo.

2.4.3. Gravas poligénicas y arenas. Depósitos de terrazas (21, 22, 23)

Agrupa una gran variedad de depósitos más modernos que los anteriores y de características afines, si bien los conglomerados se encuentran en terrazas de menor potencia, 2-3 m. Asimismo presentan en el nivel más alto cementación.

Relacionadas con estos niveles se encuentran depósitos de ladera y de glacis.

2.4.4. Depósitos aluviales de fondo de Valle (24)

Se agrupan en esta unidad, las terrazas más modernas y subactuales.

Tienen espesores entre 2-6 m, y están formados por conglomerados con cantos de 6-20 cm de diámetro. Estos depósitos de conglomerados poseen una mayor cantidad de matriz lutítica, y están formados por cantos subangulosos a subredondeados de caliza y areniscas.

3. ESTRUCTURA

En los últimos años se ha elaborado, a través del Pirineo, un perfil de sísmica profunda de reflexión (ECORS Pyrenees Team, 1988), lo que ha ocasionado un notable desarrollo del conocimiento de la estructura de esta cordillera alpina.

En 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, 1984; 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 y está entre 100 y 150 km (ROURE et al, 1989; MUÑOZ, 1992; etc.).

En la transversal donde se encuentra la hoja de Yebra de Basa, diferentes autores proponen cortes estructurales del Pirineo que comprenden de N a S la Zona Axial, Las Sierras Interiores Aragonesas, Cuenca turbidítica de Jaca, Sinclinorio del Guarga y Sierras Exteriores. Destacan los trabajos de LABAUME et al., (1985); CÁMARA y KLIMOWITZ, (1985) y TEIXELL, (1992). Dichos autores coinciden en interpretar el frente de las Sierras Exteriores como una gran rampa de bloque superior, que cabalga a los materiales de la cuenca del Ebro. Basándose en este modelo básico, ORI y FRIEND, (1984) proponen a los materiales del sinclinorio del Guarga como un ejemplo de cuenca de piggy back, que se depositan sobre una lámina cabalgante despegada a nivel de los materiales triásicos.

Dentro del contexto estructural que a grandes rasgos se acaba de exponer, las estructuras que aparecen en la hoja de Yebra de Basa pueden agruparse para su estudio en tres zonas de características y distribución geográfica definida:

- Pliegues de dirección ONO-ESE (sector septentrional)
- Sinclinorio del Guarga (sector central)
- Sierras Exteriores (sector meridional)

3.1. LA ESTRUCTURA DE LOS PLIEGUES DE DIRECCIÓN ONO-ESE.

3.1.1. Anticinal del Basa y sinclinal de Santa Orosia-Canciás

Ambos pliegues discurren de ONO a ESE en la esquina NE de la hoja. Se trata de pliegues cilíndricos, con ejes subhorizontales en la zona cubierta por la cartografía, aunque regionalmente, poseen una inmersión muy marcada hacia el E, donde se sitúan sus respectivas terminaciones periclinales (hoja de Boltaña).

El anticinal de Basa posee una clara vergencia hacia el S, con el flanco meridional invertido 80° y el flanco normal buzante unos 60°. Afecta a las formaciones margosas del Bartoniense y Priaboniense, así como a las formaciones detríticas deltaicas (Arenisca de Sabiñánigo y

Fm. Belsué-Atarés), las cuales debido a su litología competente marcan bien los flancos del pliegue.

El sinclinal de Santa Orosia-Canciás, afecta principalmente a las unidades conglomeráticas aluviales de Santa Orosia y la Sierra de Canciás, observándose en dichos materiales claras relaciones sintectónicas con el desarrollo del pliegue como son abanicos de capas y sobre todo una discordancia angular (discordancia de Guiliué) de edad Priaboniente medio que pone en contacto la primera unidad conglomerática de la Sierra de Canciás (unidad 12) con las facies deltaicas de la Fm. Belsué-Atarés (unidad 7), biselando las facies distales de los conglomerados de Santa Orosia en el flanco S del anticlinal de Basa.

En el área cartografiada, no se observan cabalgamientos asociados a estos pliegues, aunque más al O, el anticlinal de Basa se relaciona con el cabalgamiento de Jaca y este a su vez con el anticlinal de bloque superior de la Foz de Biniés. Por su parte, el sinclinal de Santa Orosia-Canciás, constituiría el sinclinal de bloque inferior del cabalgamiento de Oturia situado inmediatamente al N del límite septentrional de la hoja. De este cabalgamineto la esquina NE ofrece unas pequeñas escamas que afectan a las unidades margosas y deltaicas.

3.1.2. El Anticlinal de Atarés.

Aflora en el sector NO de la hoja. Se trata de un anticlinal apretado con una vergencia al S más evidente en el sector occidental del pliegue donde presenta buzamientos invertidos en su flanco meridional (80°). Estos buzamientos devienen a normales hacia el ESE, dirección en la cual el pliegue muestra una clara inmersión axial hasta amortiguarce completamente en las proximidades del río Gállego.

En el área cubierta por la cartografía el anticlinal no ofrece relaciones sintectónicas con los materiales a los que afecta, habiéndose desarrollado probablemente de forma posterior al depósito de los mismos. Sin embargo, en el flanco meridional, a partir de la línea de capa F, es posible observar un cierto abanico de capas abierto hacia el núcleo del sinclinorio que podría registrar la edad del desarrollo del pliegue, es decir Rupeliense inferior. Por lo tanto la edad del anticlinal de Atarés sería más moderna que la de los pliegues situados hacia el NE (anticlinal de Basa y sinclinal de Santa Orosia-Canciás), corroborándose un desplazamiento de la deformación hacia el O con el tiempo.

El pliegue hacia el O y en profundidad, se relaciona con el cabalgamiento de la Sierra de Leire (SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970).

3.2. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINARIO DEL GUARGA.

Bajo este epígrafe se describen una serie de estructuras aflorantes en el centro de la hoja y que de forma general se manifiestan orientadas de E a O a lo largo de la misma, conformando el Sinclinario del Guarga.

En general dichas estructuras están compuestas de pliegues (anticlinales y sinclinales) y fallas. Los pliegues son de magnitud kilométrica pero con poca continuidad lateral, observándose una clara disposición de relevo entre ellos. En general son pliegues laxos, con longitudes de onda de orden hectométrico y con buzamientos que no sobrepasan los 20°. Las fallas son de tipo inverso de escaso salto y con asimismo una escasa continuidad lateral. Por su magnitud, se han diferenciado los denominados sinclinal del Guarga y anticlinal de Lanave.

Tanto pliegues como fallas afectan a los materiales más modernos de la cuenca (Grupo Campodarbe), no observándose relaciones sintectónicas con los materiales a los que afectan, habiéndose desarrollado, por lo tanto, posteriormente al depósito de los mismos.

El tipo de arquitectura de los materiales afectados por dichas estructuras, con capas competentes (areniscas) entre otras de carácter más incompetente (limos y arcillas), sugiere procesos de deslizamiento entre capas (flexural slip) como mecanismo de deformación.

En cuanto a su génesis, las estructuras hay que relacionarlas con la emergencia de las Sierras Exteriores situadas al S, fruto del desarrollo de una tectónica de cabalgamientos que comenzaría en el Oligoceno superior. Es en este momento cuando al N de dichas sierras, comienza a conformarse el sinclinalio del Guarga (con sus estructuras asociadas), como sinclinal de bloque superior del cabalgamiento frontal de dichas Sierras Exteriores. De esta manera, este sector de la cuenca en esta época (Oligoceno superior) comienza a adquirir características de una cuenca transportada o piggy back (ORY y FRIEND, 1984).

3.3. LA ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS EXTERIORES.

En la hoja de Yebra de Basa, solo aparece un pequeño afloramiento (esquina SO) del anticlinal de Bentué de Rasal, perteneciente a las Sierras Exteriores. Estas Sierras se sitúan en la parte central de las denominadas Sierras Marginales Aragonesas (POCOVÍ, 1979, TEIXELL, 1992, etc.). Dichas sierras se sitúan en el frente de la Unidad Surpirenaica, considerada como prolongación del manto de Gavarnie (SEGURET, 1972; GARRIDO, 1972; PUIGDEFÁBREGAS, 1975; POCOVÍ, 1979).

En el marco del contexto estructural de los Pirineos, y según los trabajos del grupo ECORS, así como Muñoz, (1992), la situación estructural de las Sierras Exteriores es análoga a la de las Sierras Marginales Catalanas. Según el último autor, el emplazamiento de las Sierras Marginales se realizaría desde el Luteciense hasta el Oligoceno superior-Mioceno. Esta última fase coincide con el emplazamiento en la zona axial de las láminas cabalgantes que conforman el apilamiento antiformal (antiformal stack) de la zona de las Nogueras.

3.3.1. El Anticlinal de Bentúe de Rasal.

Aflora en la esquina SO del mapa, y al igual que el anticlinal del Pico del Águila (hoja de Apiés), se presenta como un gran pliegue de tipo paralelo. Los flancos del mismo buzan entre 40° y 50°; el eje es prácticamente horizontal en casi toda su extensión (hoja de Apiés) y verge unos 60° al N en la parte que puede observarse en la hoja. En la charnela del pliegue se observan fallas distensivas, observables en la pista forestal a Bentúe de Rasal.

Se trata de un pliegue despegado (detachment fold) asociado al bloque superior de un cabalgamiento presente la hoja de Apiés y bien estudiado por SAMSÓ et al. (en prensa), cuyo seguimiento de su plano y su relación con la geometría del pliegue presentan particularidades notables.

Según SAMSÓ et al. (op. cit), la edad del anticlinal comprende el Bartoníense y el Priaboniense inferior, plegando ligeramente a algunos niveles estratigráficos no deformados por el anticlinal del Pico del Águila (hoja de Apiés). Es decir deteniendo su actividad mas tarde que aquel. En la zona de charnela, se observa aproximadamente la mitad de potencia con respecto a los mismos materiales en el fondo de los sinclinales. Un cálculo aproximado de la velocidad de crecimiento indica un levantamiento de 1 mm/10 años.

4. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la hoja de Yebra de Basa hay que considerarla en el contexto de la cordillera pirenaica dentro de la que se encuentra inmersa.

Los Pirineos constituyen una cadena montañosa lineal formada entre el Cretácico Superior y el Mioceno como resultado de la convergencia N-S entre las placas Ibérica y Europea. Su estructura consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos que involucran a un basamento hercínico, una serie mesozoica preorogénica y un conjunto de sedimentos sintectónicos del Cretácico terminal y del Cenozoico. La cordillera pirenáica desde su desarrollo estuvo limitada al N y al S por sendas cuencas de antepaís de las cuales la de Aquitania y la del Ebro son sus representantes actuales.

En su parte central y oriental, los Pirineos están caracterizados por estructuras vergentes al N en su vertiente septentrional (Zona Norpirenaica de CHOUKROUNE y SEGURET, 1973) y estructuras vergentes al S en su parte meridional. Esta última incluye la Zona Axial, consistente en un vasto afloramiento de basamento hercínico estructurado en un sistema de láminas cabalgantes alpinas apiladas antiformalmente (PARISH, 1984; WILLIAMS y FISCHER, 1984) y la Zona Surpirenaica, caracterizada por un abanico imbricado de láminas de cobertura (SEGURET, 1972; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985). Los sedimentos de los estadios iniciales de la cuenca de antepaís meridional (principalmente Paleógeno inferior) han sido incorporados de manera progresiva en las láminas cabalgantes, constituyendo la llamada Cuenca Surpirenaica.

Dentro de la Cuenca Surpirenaica, el sector situado al O del anticlinal de Boltaña, se conoce como Cuenca de Jaca-Pamplona. La característica fundamental de esta subcuenca es la distribución de sistemas deposicionales según un modelo de foredeep basin, con un surco de sedimentación turbidítica y relleno longitudinal (N de la cuenca), cuyos sedimentos se disponen en onlap sobre el talud de la plataforma carbonática somera situada en el margen de antepaís (S de la cuenca) (BARNOLAS et al., 1991).

Esta distribución de facies estaba directamente controlada por la evolución tectónica. La deformación progresiva del margen activo (*hinterland margin*) producía el desplazamiento hacia el antepaís del surco sedimentario y el consiguiente hundimiento de las plataformas carbonáticas del margen pasivo. La formación de nuevas plataformas carbonáticas tenía lugar en una posición más meridional de tal manera que su evolución y la de los taludes carbonáticos, aún estando en el margen pasivo, reflejan fielmente la actividad tectónica.

Este modelo de sedimentación perduró hasta el final del Luteciense superior. A partir del Bartoniense y hasta el Oligoceno superior la distribución de sistemas sedimentarios cambió radicalmente pasando al desarrollo de cuñas clásticas aluviales procedentes del margen activo y a un relleno longitudinal según la dirección del surco, mediante facies silicicísticas de plataforma (Bartoniense-Priaboniense inferior) y de llanura aluvial (Priaboniense superior-Oligoceno). Esta distribución, responde a una elevación estructural al Sur producto de la emergencia del cabalgamiento de las Sierras Exteriores. Esta porción de la cuenca estaría por lo tanto transportada en *piggy-back* (ORI y FRIEND, 1984).

La mayor parte de los materiales registrados en la hoja de Yebra de Basa pertenecerían a esta última etapa en el relleno de la cuenca.

La historia geológica registrada por las rocas aflorantes en la Hoja de Yebra de Basa comienza en el Luteciense, con la sedimentación de las calizas de Guara. En general, la base de las calizas de Guara (unidad de Guara I, no aflorante en la hoja), representa una fuerte transgresión, con entrada de materiales terrígenos y profundización de las facies (plataforma media con gran profusión de material bioclastico), sobre los materiales precedentes de características continentales (facies Garum, no aflorantes en la hoja).

La unidad Guara-II (Luteciense medio), indica unas importantes variaciones de potencia y de facies, repartidas de forma desigual en los dos ciclos mayores que la componen, de los que la presente hoja solo ofrece el superior. Dicho ciclo superior, en la hoja de Apiés (al S) se le ha caracterizado como un ciclo somerizante, con base transgresiva. La sedimentación de estos materiales coincide en el tiempo con el emplazamiento de algunas estructuras de las Sierras Exteriores (anticlinales de Cupierlo, Pico del Águila y Bentué de Rasal), como se observa en la hoja infrayacente de Apiés.

Entre las unidades Guara-II y III, se produce una importante fase de erosión. Esta debe corresponder a una superficie de arrasamiento marina, que erosiona fácilmente a sedimentos inconsolidados y poco cementados. En numerosos puntos no se observa ningún rastro de la misma mientras en otros se observan niveles centimétricos de brechas (Arguis) o niveles milimétricos de ferruginización (hard grounds). No se han observado evidencias de exposición subaérea ni de karstificaciones. Esta superficie erosiva corta a diferentes estructuras en las Sierras Exteriores, condicionando diferencias de potencia importantes.

Los materiales de la unidad Guara-III, se depositan sobre esta superficie erosiva en un ambiente de plataforma media (Luteciense superior) con gran abundancia de bancos de nummulites.

Posteriormente, la plataforma carbonática del Luteciense experimentó un hundimiento generalizado, dando paso a la sedimentación margosa de mayor profundidad (Bartoniente). Este cambio en las condiciones de sedimentación es asimismo patente en el sector N de la cuenca donde las facies margosas de la Fm. Larrés ponen fin a los depósitos turbidíticos del Grupo de Hecho (fuera de los límites de la hoja). Esta extensa plataforma margosa va a recibir, a lo largo del Bartoniente y el Priaboniente inferior y medio, la sedimentación de dos cuñas de depósitos clásticos de características deltaicas cuyas flechas de progradación están dirigidas de forma general hacia el OSO y que rellenan la cuenca en dirección longitudinal. Se trata de las formaciones Areniscas de Sabiñánigo y Belsué-Atarés, las cuales tendrían sus respectivas facies fluviales de aporte en los materiales continentales del Grupo Campodarbe.

Este tipo de sistema detrítico va a llenar la cuenca de E a O de manera sincrónica al emplazamiento de pliegues despegados de eje N-S situados en las Sierras Exteriores, de los que la hoja ofrece solo el anticlinal de Bentué de Rasal. Estos pliegues N-S, se emplazan de manera lenta y progresiva, con velocidades relativas de décimas de milímetro al año (SAMSÓ, et al., en prensa). La sincronía sedimentaria, condiciona que las potencias acumuladas de materiales sean mayores en los sinclinales que en los anticlinales, aunque los anticlinales no constituyen normalmente ninguna barrera a la sedimentación. Según Millán et al., (1992), los anticlinales se emplazan en una secuencia de bloque inferior, siendo más modernos hacia el O.

Los materiales continentales del Grupo Campodarbe que durante el Priaboniente inferior y medio alimentan a las facies deltaicas poseen una gran diversidad de ambientes sedimentarios

que básicamente pueden englobarse en un sistema fluvial principal y una serie de conos aluviales de procedencia pirenaica.

El sistema fluvial principal era de tipo meandriforme y discurría de forma longitudinal al eje de la cuenca, con paleocorrientes hacia el ONO. Este sistema alimentaba las facies deltaicas presentes en el flanco S del sinclinalio, y su composición de cantes revela un área fuente paleozoica. Los ríos que dieron lugar a estos depósitos devienen más distales hacia el O, con la presencia de facies más lutíticas y de características fluviolacustres.

El sistema fluvial principal recibía además aportes conglomeráticos de procedencia N (conglomerados de Santa Orosia y de Canciás-Oroel), pertenecientes a abanicos aluviales que gradaban hacia el S y SO a facies más distales hasta confluir con dicho sistema. Estas facies asimismo, alimentaban los depósitos deltaicos del flanco N del sinclinalio. La sedimentación de los abanicos se realizó de forma episódica, registrándose épocas de abundante depósito conglomerático seguido de una retracción en los mismos con sedimentación más lutítica e incluso lacustre. Este tipo de sedimentación aluvial está estrechamente ligada a los diversos emplazamientos de las láminas cabalgantes que a lo largo del Priaboniense comenzaron a afectar al borde septentrional de la cuenca. Los horizontes de progradación-retracción registrados en los abanicos, definen una serie de secuencias y megasecuencias sedimentarias que pueden seguirse a lo largo de casi todo el sinclinalio del Guarga (líneas de capa cronoestratigráficas).

A partir del Priaboniense superior, y coincidiendo con una de las megasecuencias antes mencionadas, la sedimentación en la cuenca es exclusivamente de tipo continental. Este evento coincide hacia el O con la desecación definitiva de la cuenca marina eocena (Potasas de Navarra, Arenisca de Liédena), y en la zona oriental en la que se encuentra la presente hoja, por una intensa progradación en el abanico aluvial de la Sierra de Canciás sobre el sistema fluvial principal (línea de capa D). La distribución de facies dentro de la cuenca a partir de este momento no varía sustancialmente, manteniéndose un sistema fluvial principal discurriendo hacia el O con sus aportes laterales aluviales de procedencia septentrional, los cuales van a ir adquiriendo una mayor importancia hacia el O (Conglomerados de S. Juan de la Peña). Este tipo de sedimentación se dilata hasta el finales del Oligoceno inferior, edad de los materiales más modernos registrados en la hoja.

A lo largo del Oligoceno superior, las Sierras Exteriores comienzan a adquirir una expresión morfológica, debido al desarrollo de una serie de cabalgamientos ordenados en una secuencia de bloque superior que se emplazan sincrónicamente con la sedimentación de materiales miocenos al S del frente montañoso. Asimismo, la elevación de las Sierras Exteriores origina hacia el N, el sinclinalio del Guarga con sus estructuras asociadas, adquiriendo la Cuenca de Jaca características de una cuenca transportada o piggy back.

El acentuamiento del relieve se traduce en la formación de extensos abanicos aluviales conglomeráticos, de procedencia septentrional directa y área fuente en las Sierras Exteriores y en la cuenca de Jaca, sometida ya a erosión, que desembocan en la Depresión del Ebro (fuera de la presente hoja). Estos conglomerados (mallos) se depositan sincrónicamente al emplazamiento final de los cabalgamientos y describen la secuencia de bloque superior, gracias a la relación entre las discordancias y truncaciones por cabalgamiento (hoja de Apies).

La cuenca del Ebro perdió su carácter subsidente y endorreico a finales del Mioceno o inicios del Plioceno (RIBA et al., 1986). A partir de ese intervalo fue sometida a condiciones erosivas y exorreicas, dando lugar al encajamiento de la red fluvial actual, drenando hacia el mar Mediterráneo. El encajamiento progresivo de la red fluvial y la generación de los depósitos cuaternarios asociados, son los responsables del modelado actual del relieve.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

La hoja de Yebra de Basa carece de recursos geológicos dignos de mención por la actividad económica generada. Solo es destacable la existencia de un sondeo para hidrocarburos (San Vicente-1) perforado en los años 1981-1982 por ENIEPSA (LANAJA, 1987). Este sondeo alcanzó el Triásico superior evaporítico atravesando previamente, de techo a muro, las facies continentales del grupo Campodarbe, las facies del transición y las margas azules de Pamplona -Arguís, relativamente potentes, las turbiditas del Grupo Hecho con un espesor reducido y sin megacapas intercaladas, calizas de plataforma eocenas, facies rojas garumnienses, el Cretácico superior y, a muro, el Triásico superior (ver corte II en Hoja). Por sus características este sondeo se sitúa fuera del campo del Serrablo, que fue productivo en gas y actualmente es utilizado como reservorio natural, cuyo límite meridional se situaría en la estructura geológica reflejada en superficie por el anticlinal del Basa (Jaca-Sabiñánigo). Además de este sondeo y como información reseñable, la investigación de hidrocarburos ha proporcionado abundante información sísmica accesible a través de la base de datos SIGECO del IGME (www.igme.es).

Desde el punto de vista minero no existen indicios con suficiente entidad como para ser reseñados y como rocas de uso industrial los materiales de la hoja solo han dado lugar a usos muy limitados y locales. En este sentido los materiales más interesantes, por su naturaleza litológica, son los depósitos cuaternarios asociados al curso del río Gállego.

Desde el punto de vista hidrológico la Hoja está atravesada, en su parte occidental, por el río Gállego. En él se encuentran los pequeños embalses de Jabarrella, con $0,20 \text{ Hm}^3$ de capacidad y el de Javierrelatre, con $0,4 \text{ Hm}^3$, ambos para uso hidroeléctrico. El embalse de Jabarrella dispone de estación meteorológica cuyos datos se encuentran en SAIH (Sistema automático de información hidrológica de la Cuenca del Ebro). En la margen izquierda del Gállego se encuentran dos afluentes, al norte, el río Basa en cuyo valle se asientan los principales núcleos de población con que cuenta la hoja. Al sur, el río Guarga por cuyo valle discurre la antigua carretera a Campodarbe y Boltaña.

Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden considerar cuatro grupos litológicos con características hidrogeológicas diferenciadas. Las calizas del Eoceno medio (Fm Guara) que afloran en el anticlinal de Bentué de Rasal, las margas azules de la Fm Pamplona-Arguís que afloran en los extremos noroeste, noreste y suroeste de la hoja así como en el valle del Basa, los materiales continentales del Grupo Campodarbe, que constituyen cerca del 90% de la superficie de la hoja, y los depósitos aluviales cuaternarios (glacis y terrazas) asociados a los cursos fluviales (Gállego, Basa y Guarga). Exceptuando la Fm Guara, cuyo afloramiento en la hoja es marginal, y los niveles cuaternarios, los recursos hídricos (aguas subterráneas) disponibles están ligados a los acuíferos detríticos multicapa de los cuerpos de areniscas y conglomerados intercalados en las margas de Pamplona-Arguís (Arenisca de Sabiñánigo), en la Fm Belsúe-Atarés, y en el Grupo Campodarbe. En ambos casos pueden constituir pequeños

niveles acuíferos de funcionamiento independiente del contexto hidrogeológico regional, de pobres características hidráulicas y escasos recursos, por lo que las probabilidades de fracaso en su prospección son altas. En caso de prospección positiva, el caudal máximo esperable sería, en el mejor de los casos, del orden de 1 litro por segundo. No obstante sus pobres características hidráulicas, estos niveles detríticos en modo alguno se muestran inertes desde el punto de vista hidrogeológico, por lo que pueden plantear problemas geotécnicos en obras de ingeniería, fundamentalmente estabilidad de taludes, y pueden jugar un papel importante en la trasmisión de contaminantes provenientes de depósitos y vertederos enterrados.

6. BIBLIOGRAFÍA

- 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, pp. 327-350. Zaragoza.
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; COLLEDFORNS, B. y SAEZ, A. (1989).- Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 24, 3-4, pp: 205-230.
- BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M. (1991).- Evolución Sedimentaria entre la Cuenca de Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona. *Libro-Guia. Excursión nº1. I.Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic. F. Colombo Ed. pp. 123.
- BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSO, J.M. y ZAMORANO, M. (1992).- Estructura y Evolución Sedimentaria del Sector Central de la Cuenca Surpirenaica. *Guía de las Excusiones Geológicas. III Congreso Geológico de España*. Salamanca. pp. 74-114.
- BARNOLAS, A.; MONTES, M. y MALAGÓN, J. (en prensa). Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 211 (Boltaña). *IGME. Esp.*, 2^a serie MAGNA, Madrid
- BARNOLAS, A.; MONTES, M.; MALAGÓN, J.; SAMSO, J. M. y Rico, M. (en prensa). Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 249 (Alquezar). *IGME*, 2^a serie MAGNA, Madrid
- CAMARA, 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. y MOLINA, E. (1988).- Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior". *II Congr. Geol. de España*. Granada. Comunicaciones, 1, pp: 273-276.
- CANUDO, J. I.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. y SUCUNZA, M. (1988).- "Les evenements bios-tratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocene moyen à l'Oligocene inférieur". *Rev. Micropal.*, Vol. 31, 1, pp: 15-29.
- CHOUKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees, role of gravity and compression. In: K. H. de Jong y R. Scholten (eds), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York: 141-156.
- DALLONI, M. (1910).- Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, pp. 436.
- DERAMOND, J.; GRAHAM, R. M.; HOSSACK, J.R.; BABY, P. & 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.

- FRIEND, P. F. (Ed.); HIRST, J. P. P.; HOGAN, P. J.; JOLLEY, E. J.; MCELROY, R.; NICHOLS, G. J. Y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1989).- "Pyrenean tectonic control of oligo-miocene river systems, Huesca, Aragon, Spain". *Excursion Guidebook nº 4, 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Publ. Servei Geològic de Catalunya, 142 p.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. Y MONTES, M. J. (2009).- Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 209 (Agüero). IGME., 2^a serie MAGNA, Madrid
- GARRIDO, A. (1972).- Precisiones sobre la "mise en place" del manto de Gavarnie en el borde N del Valle del Ebro (región de Barbastro, Huesca). *Acta Geol. Hisp.*, 7 (2), pp. 50-52.
- 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.
- GIL-PEÑA, I.; MONTES, M.; MALAGÓN, J. (2012).- Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 177 (Sabiñánigo). IGME. Esp., 2^a serie MAGNA, Madrid
- HIRST, J. P. P. Y NICHOLS, G. J. (1986).- Thrust tectonic on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 8, pp. 247-258.
- HOGAN, P. (1991).- Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southern Pyrenean foreland basin, Northern Spain. *Ph. D. Thesis*, Univ. of Southern California, 208 p.
- JOLLEY, E. Y HOGAN, P. (1989) "The Campodarbe Group on de Jaca Basin". *4th International conference on fluvial sediments*. Excursion Guidebook, 4, pp: 93-120
- LABAUME, P.; SEGURET, M. Y SEYVE, C. (1985).- Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4, pp. 661-685
- MALAGÓN, J.; MONTES, M.; GIL, I. (2012) Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 177 (Sabiñánigo). IGME. Esp., 2^a serie MAGNA, Madrid
- 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. PH. (1959-60).- Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. *Pirineos*, 51-58, pp: 1-631.
- MEY, P. H. W.; NAGTEGAAL, P. J. C.; ROBERTI, K. J. Y HARTEVELT, J. J. A. (1968).- Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 221-228.

MILLAN, H.; PARES, J.M. y Pocovi, 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 Arguis. *I Jornadas de Paleontología*, Zaragoza.

MONTES, M. (1992).- Sistemas deposicionales en el Eoceno medio/Oligoceno del Sinclinal del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo Central). *Simposio Geología de los Pirineos, III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latino-Am. de Geol.* Tomo 2, 98-106.

MONTES, M. y COLOMBO, F. (1996).- Análisis secuencial y correlación de los abanicos aluviales de Peña Oroel y la Sierra de Cangiás. (Eoceno superior. Cuenca Surpirenaica Central). *Com. del IV Congr. Geol. Esp. Geogaceta*, 20, (1), 73-75

MONTES, M. (2009).- Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la cuenca de Jaca (Sinclinal del Guarga). *Tesis doctoral. Colección de Estudios Altoaragones*, 59. 355 p.

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.

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

NAGTEGAAL, P. J. C. (1969).- Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse 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.

NUÑEZ DEL PRADO, H. (1986).- Systemes de dépôts et évolution sédimentaire des séries de transition marin-continental dans le synclinorium de Guarga (Bassin sud-pyrénéen) (Province de Huesca, N-Espagne). *Thèse 3ème Cycle, Univ. de Pau*, 358 p.

ORI, G. y FRIEND, P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12: 475-478.

- 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. (1979). Deformaciones de la Cobertera despegada influidas por accidentes de Zócalo en las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo Meridional). *Acta Geol. Hispanica*. 14 pp. 143-148.
- Pocovi, A.; MILLAN, H.; NAVARRO, J. J. Y MARTINEZ, 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.
- REMACHA, E. Y PICART, J. (1991).- "El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía, facies y su relación con la tectónica". *I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991*, Libro-Guía, excursión nº 8, pp: 116.
- REMACHA, E.; ARBUES, P. Y CARRERAS, M. (1987).- "Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñánigo". *Bol. Geol. y Min.*, 98, pp: 40-48.
- RIBA, O.; REGUANT, S. Y VILLENA, J. (1986).- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J.Mª Ríos. Geología de España*, t. 2, I.G.M.E., pp. 131-159.
- 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.
- Ríos, J.M. Y ALMELA, A. (1954).- Memoria y mapa geológico de España a escala. 1:50.000, hoja nº 210 (Yebra de Basa)). *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J. A.; VILLIEN, P.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P. Y 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.
- SAMSÓ, J. M.; SANZ, J. Y GARCIA-SENZ, J. (en prensa).- Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 248 (Apiés). *IGME. Esp.*, 2^a serie MAGNA, Madrid
- SEGURET, M. (1972).- Etude tectonique des nappes et série s décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, 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. *Neues 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, pp. 5-19.

SOUQUET, P. (1967).- Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. *Thèse 3em. cycle*, Faculté des Sciences de Toulouse, 530 p.

TEIXELL, A. (1992).- Corte Estructural a traves de la Terminación Occidental de la Zona Axial (Pirineo Central). *III Congreso Geológico de España. Salamanca, Simposios*, Tomo 2, pp. 150-160.

TEIXELL, A. (1993).- Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja nº 276 (Jaca). *IGME. Esp.*, 2ª serie MAGNA, Madrid

TOLEDO, M. J. (1991).- Secuencias Depositionales y Fases Tectónicas del Eoceno de la Cuenca de Jaca. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Vic. F. Colombo Ed. pp. 329-332.

WILLIAMS, G. D. Y FISCHER, M. W. (1984).- A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, Washington, 3, pp. 773-780.