

**INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA**

MAPA GEOLOGICO NACIONAL  
ESCALA 1:50.000

**ALQUEZAR**

(Nº 249)

DOCUMENTO PROVISIONAL

# INDICE

## 1. INTRODUCCION

## 2. ESTRATIGRAFIA

### 2.1 INTRODUCCION.

### 2.2 MESOZOICO.

#### 2.2.1 TRIASICO.

2.2.1.1 Arcillas rojas (Keuper).

2.2.1.2 Calizas y dolomías tableadas.

#### 2.2.2 CRETACICO.

2.2.2.1 Areniscas, calizas con Rudistas y dolomías.

#### 2.2.3 TRANSITO CRETACICO TERCIARIO.

2.2.3.1 Arcillas rojas y areniscas (Fm. Tremp)

2.2.3.2 Calizas micríticas (Fm. Tremp)

### 2.3 TERCIARIO

#### 2.3.1 TERCIARIO MARINO EN FACIES DE PLATAFORMA.

2.3.1.1 Calizas y areniscas (Fm. Boltaña).

2.3.1.2 Calizas de Miliólidos (Fm. Paúles).

2.3.1.3 Margas y margocalizas (Fm. Paúles).

2.3.1.4 Calizas bioclásticas (Fm. Guara).

2.3.1.5 Areniscas calcáreas (Fm. Guara).

2.3.1.6 Calizas de Nummulites (Fm. Guara).

2.3.1.7 Margocalizas nodulosas (Fm. Guara).

#### 2.3.2 TERCIARIO EN FACIES DE TALUD

2.3.2.1 Calcarenitas y margas.

## 2.3.3 TERCIARIO EN FACIES DE TRANSICION

2.3.3.1 Areniscas y margas.

2.3.3.2 Margas azules.

2.3.3.3 Margas azules con Ostreas.

## 2.3.4 TERCIARIO CONTINENTAL.

2.3.4.1 Areniscas rojas y arcillas de San Pelegrín..

2.3.4.2. Areniscas y arcillas rojas.

2.3.4.3 Arcillas, limolitas y areniscas rojas.

2.3.4.4 Brechas y conglomerados calcáreos.

2.3.4.5 Arcillas rojas, areniscas y conglomerados.

2.3.4.6 Conglomerados poligénicos.

## 3. TECTONICA

### 3.1 ANTECEDENTES

### 3.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

3.2.1 Pliegues N-S, E-W y N120E.

3.2.2 Cabalgamientos.

3.2.3 Fallas normales.

3.2.4 Estructura diapírica de Naval.

### 3.3 EDAD E INTERPRETACION DE LAS DEFORMACIONES

## 4. HISTORIA GEOLOGICA

### 4.1 INTRODUCCION

### 4.2 EL MESOZOICO Y EL TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO

### 4.3 EL PALEOCENO

### 4.4 EL EOCENO

4.4.1 El Cuisiense.

4.4.2 El Luteciense.

4.4.3 El Eoceno superior.

4.5 EL OLIGOCENO-MIOCENO

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

5.2 PROSPECCIONES PETROLIFERAS

5.3 HIDROGEOLOGIA

6. BIBLIOGRAFIA.

DOCUMENTO PROVISIONAL

## 1. INTRODUCCION

La hoja de Alquézar (249) del Mapa Topográfico Nacional está situada en la provincia de Huesca, coincidiendo con el paso de las Sierras Exteriores Oscense al Somontano de Huesca. Está atravesada en dirección Este-Oeste, por los abruptos relieves, a veces de difícil acceso, de la Sierra de Guara; las altitudes máximas alcanzadas corresponden al pico Cabeza de Guara y al Tozal de Cubilas, muy próximos ambos a los 2.000 metros. Al Sur y al Norte, coincidiendo con los últimos afloramientos calcáreos que constituyen la sierra antes mencionada, el relieve se hace mas suave. Pocos cursos fluviales de importancia se pueden señalar. Sólo cabría destacar, mas que por su caudal, por su belleza, los cursos del Mascún, Alcanadre y Vero, que excavan profundas gargantas al atravesar la Sierra de Guara. No existen poblaciones de importancia; baste decir, que al Norte de la Sierra de Guara y en ella misma no existe ningún núcleo urbano habitado; al Sur son numerosas las poblaciones que aún están habitadas. Es por tanto un área ésta, con una densidad de población muy baja. Las comunicaciones entre ambos lados de la Sierra son escasas y poco usadas. El acceso a la falda norte sólo se puede realizar a través de un camino en muy mal estado.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Alquézar se halla encuadrada dentro de la Zona Surpirenaica, y mas concretamente en el frente de la cadena.

Desde el punto de vista estratigráfico, en la hoja afloran sedimentos del Mesozoico y del Terciario. Los sedimentos plásticos del Triásico en facies Keuper, son sucedidos por los mas calcáreos del Cretáceo superior; falta, por tanto, todo el Jurásico, y gran parte del Cretáceo. Seguidamente afloran los sedimentos fluviales o fluviolacustres del Garumnense, que tradicionalmente se han considerado el tránsito

Cretácico-Terciario. La potencia de toda esta serie, incluso sin llegar a conocer el espesor total de los sedimentos del Triás, es muy pequeña, en comparación con la potente serie calcárea que se deposita en esta zona durante el Eoceno. Con el Eoceno superior acaba la sedimentación calcárea en la hoja y se inicia la fluvial que caracteriza a todo el Oligoceno de la Zona Surpirenaica.

Estructuralmente, lo más llamativo de esta hoja es la presencia de anticlinales y sinclinales Norte-Sur; estas estructuras, están acompañadas de diferentes cabalgamientos con edades muy variables; se produce una superposición de estructuras Norte-Sur y Este-Oeste que dan lugar a una zona estructuralmente compleja.

Como consecuencia de la interacción de los procesos sedimentarios y los tectónicos, los sedimentos que afloran en el ámbito de la hoja nos van a permitir datar con cierta precisión la edad de cada uno de los movimientos tectónicos, si los cambios en la sedimentación se interpretan de un modo correcto.

No son numerosos los antecedentes existentes en el área de la Hoja. Cabe destacar aquí, los trabajos de MALLADA (1878), DALLONI (1910), SELZER (1934) y principalmente ALMELA y RIOS (años 50). También hay que resaltar los trabajos referidos a los depósitos adosados al borde de las Sierras realizados por HIRST (1983), NICHOLS (1984) y ANASTASIO (1987). Sin embargo, si exceptuamos a ALMELA y RIOS, todos los demás trabajos han tenido principalmente un carácter estratigráfico regional o bien sedimentológico. Por otro lado, no se ha realizado hasta el presente momento, ningún trabajo que trate en detalles la estratigrafía y estructura de las formaciones calcáreas terciarias que afloran y que constituyen el esqueleto de las Sierras Marginales.

Estamos pues, ante una Hoja Geológica de difícil acceso y con poca información geológica previa.

DOCUMENTO PROVISIONAL

## **2. ESTRATIGRAFIA.**

### **2.1 INTRODUCCION.**

En la Hoja de Alquézar, aparecen sedimentos de edad Mesozoico y Terciario. Sin embargo, son estos últimos los que constituyen la mayoría de los materiales que afloran en la Hoja.

### **2.2 MESOZOICO**

Los sedimentos del Mesozoico están localizados en las zonas de Naval (SE de la Hoja) y Sierra de Guara, y su espesor medible no sobrepasa nunca los 300 metros. Es de resaltar, la ausencia del Jurásico en todo el ámbito de la Hoja, y de gran parte del Cretácico.

#### **2.2.1 TRIASICO.**

Constituyen los materiales mas antiguos que afloran en el ámbito de la Hoja, presentando siempre un aspecto caótico debido a la tectónica.

##### **2.2.1.1 Arcillas rojas (facies Keuper) (1).**

La unidad, siempre muy afectada por procesos tectónicos está constituida por arcillas rojas y verdes con numerosas intercalaciones de yesos masivos de color blanco o gris; estos yesos, son especialmente abundantes en la Chasa de Rodellar y en la zona de Naval, no apareciendo en el resto de afloramientos del Triásico. Presenta algunas intercalaciones muy finas de calizas dolomíticas, cuyo espesor

raramente sobrepasa la escala decimétrica.

### **2.2.1.2 Calizas y dolomías tableadas (2).**

A techo de las arcillas y yesos, aflora una barra de calizas y dolomías tableadas, con laminación paralela. Esta barra calcárea, de poca continuidad lateral, esta desdoblada en dos en algunos sectores por causas tectónicas, y no aparece siempre en la misma posición estratigráfica. La potencia total de los sedimentos del Triásico es difícilmente estimable, debido a las características de los sedimentos; podría estimarse una potencia mínima de 200 mts., incluyendo en estos, los 30 o 40 mts. de espesor de las calizas tableadas.

No se ha encontrado ningún resto fósil que permita datar exactamente la edad de estos sedimentos. ALMELA y RIOS (1950), encuentran algunos Gasterópodos indeterminables. Sin embargo, tanto las características estratigráficas, como su posición en la serie, y su papel estructural, como nivel de despegue permite, sin lugar a dudas atribuir las arcillas rojas y yesos al Triásico en facies Keuper. Por su parte, las calizas son atribuibles al Muschelkalk (SELZER, 1934), o bien a un tramo alto del Keuper o supra-Keuper (ALMELA y RIOS, 1950).

### **2.2.2. CRETACICO.**

Encima de los sedimentos del Triásico, existe una laguna estratigráfica desde la base del Liásico hasta el Cretácico superior (MALLADA, 1878), si bien NICHOLS (1984) encuentra sedimentos del Liásico en zonas situadas mas al Oeste. El contacto entre los sedimentos del Trías y los del Cretácico está frecuentemente tectonizado, debido principalmente al carácter plástico del Trías.

### **2.2.2.1 Areniscas, Calizas de Rudistas y dolomías (3).**

Con un espesor de 175 m en la serie del Cretácico hemos separado varios tramos, no diferenciados cartográficamente debido a su poco espesor. El primero de ellos, está constituido por areniscas calcáreas y calizas arenosas; este tramo no es continuo ya que desaparece al Oeste de la Chasa de Rodellar. El tramo siguiente (Unidad de Calizas con Rudistas de Salinas de Jaca, ARQUED et al,1986), se inicia con calizas micríticas con Foraminíferos aporcelanados (Miliólidos y Lacazina) y textura "wackestone", alternando con calizas micríticas con Miliólidos, restos de Bivalvos y Rudistas, pasadas de niveles de acumulación de bioclastos, y niveles de calizas arenosas con fauna diseminada indeterminable. Por encima, aparecen calizas grises con Rudistas, primero resedimentados y posteriormente "in situ". Se interpreta este tramo una plataforma calcárea transgresiva sobre los sedimentos del Triásico, con fuerte influjo terrígeno en las zonas mas someras, con bioconstrucciones de Rudistas en las zonas mas protegidas de la contaminación detrítica. El tercer tramo (Unidad Calizas bioclásticas de Sta. Eulalia de la Peña, ARQUED et al., 1986), son calcarenitas de color beige claro, con gran cantidad de bioclastos (textura "packstone" y "grainstone") y estratificación cruzada de gran escala. La serie finaliza con un cuarto tramo (Unidad Calizas dolomíticas de Nueno, ARQUED et al., 1986) de dolomías y calizas dolomíticas con algunos Ostreidos, en cuyo techo aparece localmente calizas micríticas con Miliólidos. Se interpretan estos dos últimos tramos como depósitos en una plataforma calcárea de alta energía, disminuyendo esta hacia arriba hasta llegar a depósitos de medios marinos muy restringidos ("lagoon") o incluso depósitos supramareales.

MOLINA (1986) asigna una edad Santoniense a la parte inferior de la unidad,

y Campaniense-Maastrichtiense para la superior. Por su parte, ALMELA y RIOS (1951) afirman una edad Turonense para las areniscas de base del Cretácico. A base, la fauna que aparece, constituida por *Dicylina schlumbergeri*, *Lacazina elongata*, *Idalina antiqua*, *Nummofallotia cretacea*, *Abrardia mosae*, *Broeckinella neumannae* y *Pseudotoralia schaubi*, indican una edad Santoniense. A techo, la fauna indica una edad Capaniense - Maastrichtiense.

La serie del Cretácico en su conjunto refleja un ciclo sedimentario constituido por una primera fase transgresiva, seguida de otra regresiva, con diversas discontinuidades sedimentarias en su interior.

### **2.2.3 TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO.**

#### **2.2.3.1 Arcillas rojas y areniscas (Fm. Tremp) (4).**

Debido a su litología corresponde morfológicamente con una depresión situada entre los escarpes calcáreos del Cretácico superior y Eoceno medio. El espesor medio es de 80 m. El tránsito a la unidad infrayacente está siempre muy cubierto en el ámbito de la Hoja; sin embargo, en otros sectores de las Sierras Exteriores Aragonesas, este tránsito parece ser gradual. La serie se inicia sobre las calizas micríticas con las que finaliza el Cretácico superior, con arcillas rojas, limolitas finas y algunos niveles de areniscas de grano medio-grueso con estratificación cruzada en surco y secciones canalizadas. Las direcciones de corriente medidas en base a los trenes de ripples y estratificaciones cruzadas dan valores de paleocorrientes entre N05W y N20E siempre son sentido Norte. Hacia la mitad de la unidad, aparece un nivel de 5 mts. de calizas micríticas, sin fauna apreciable, seguidas de arcillas rojas y areniscas exactamente igual a las del tramo

inferior.

La edad exacta de esta unidad es imposible de conocer debido a la ausencia de fauna determinable. Sin embargo, la mayoría de los autores coinciden en asignarle una edad Maastrichtiense terminal a Paleoceno.

Se interpreta esta unidad como sedimentos continentales de llanuras lutíticas con algunos episodios lacustres, y con esporádicos canales fluviales intercalados.

#### **2.2.3.2 Calizas micríticas. (Fm. Tresp) (5).**

Esta unidad sólo aparece en el sector del Tozal de Cubilas (parte Oeste de la Hoja). Esta constituida por calizas micríticas a microesparíticas de color gris oscuro en sección, con un espesor cercano a los 175 mts. Algunos niveles, presentan laminación paralela muy fina, debido a la alternancia de niveles calcáreos con otros ricos en materia orgánica y limolíticos; esta laminación paralela se encuentra frecuentemente rota por la actividad de los organismos. También, aunque con menor frecuencia, aparecen agregados peletoidales ligados a esta actividad orgánica; finalmente se ha observado la presencia esporádica de *Microcodium*, de algunas huellas de raíces y de niveles de agregados de cantos calcáreos redondeados relleno de depresiones en el sedimento producidas por karstificación y cementados por esparita; estos niveles, son similares a los "grainstones secundarios" descritos por PLAZIAT et al. (1987) en las calizas lacustres del Thanetiense medio en el Languedoc. Constituye la parte superior de la Fm. Tresp, si bien con características especiales, pues en el resto de la Hoja este nivel calcáreo no suele estar presente, al menos con estas características y potencia.

Representa esta unidad esta unidad sedimentos típicos de un ambiente lacustre carbonatado de muy poca profundidad en la que se producen algunos episodios de emersión, como queda reflejado por la presencia de las superficies de karstificación.

## **2.3 TERCIARIO**

El Terciario está representado en la Hoja, desde el Eoceno inferior, hasta, probablemente el Oligoceno medio o superior.

### **2.3.1 TERCIARIO MARINO EN FACIES DE PLATAFORMA.**

Las facies de plataforma del Terciario, están casi exclusivamente representadas por calizas y calcarenitas, muy parecidas entre sí. La sedimentación de plataforma se realiza desde el Paleoceno hasta el Luteciense superior. Sus afloramientos constituyen la mayor parte de las calizas que conforman las Sierras Exteriores.

#### **2.3.1.1 Calcarenitas marrones.**

Con esta unidad, se inicia la sedimentación calcárea de gran importancia en la Hoja. Esta unidad, que tiene una potencia de mas de 200 mts., no ha sido descrita en ningún trabajo previo, en parte debido a que presenta las mismas características que el resto de los sedimentos calcáreos del área. Se apoya directamente sobre los sedimentos que forman la facies "Garumnense", y en particular, sobre el tramo superior de calizas micríticas. La base, está constituida por calizas con Miliólidos y bioclastos redondeados y oolitos con textura granosostenida ("grainstone") de color

marrón claro. Este nivel, de muy poco espesor, finaliza con un nivel de brechas de muy poca potencia y poca continuidad lateral, y, marca el límite entre las calizas marinas y las lacustres. Por encima, aflora un tramo de calizas micríticas (textura "mudstone"), que hacia techo, y en una secuencia estratocreciente, pasan calcarenitas de color marrón con Alveolina, Miliólidos (textura "grainstone") y calizas bioclásticas con Alveolina, Miliólidos y pequeños Nummulites (textura "packstone"). No ha sido posible distinguir ninguna estructura sedimentaria. Por encima, aparece un tramo de calcarenitas de grano fino, muy cubiertas, con estratificación decimétrica, con Alveolina, Ostreidos, y algunos Nummulites. La textura de estos sedimentos es "packstone" o "grainstone". A continuación, aparece un nivel de calcarenitas de grano fino a base y medio-grueso a techo con Nummulites y Alveolinas (mas abundantes estas a techo). con algunos niveles intercalados constituidos sólo por restos de Equinodermos. Por encima, la serie está constituida por calcarenitas de grano fino con Alveolina y Miliólidos con textura "wackestone". En este tramo, apenas se han encontrado estructuras sedimentarias, salvo algunas laminaciones paralelas y organismos orientados; esporádicamente, en la parte superior pueden aparecer algunas colonias de corales aislados. Este tramo finaliza con un tramo de calizas rojas con Alveolinas.

En esta unidad, esta representado el Paleoceno superior y gran parte del Ilerdiense. La presencia de *Glomalveolina primaeva*, a base de la unidad, indica una edad Paleoceno superior. 20 metros por encima, la aparición de *Alveolina varians*, *A. dolioliformis* y *A. ellipsoidalis*, junto a *Glomalveolina lepidula*, permite afirmar la existencia del Ilerdiense inferior; pocos metros por encima, la aparición de *Alveolina ilerdensis*, *A. corbarica* y *A. leupoldi*, permite datar el Ilerdiense medio. Por encima, quedan 150 metros de sedimentos, en los que no se han obtenido resultados positivos.

La unidad en su conjunto, se interpreta como una plataforma calcárea transgresiva, sobre los sedimentos continentales del Garumnense. A base, y sobre el "lag" transgresivo constituido por el "grainstone" oolítico-bioclástico, aparecen sedimentos marinos muy restringidos (calizas micríticas con algunos Miliólidos, que pueden ser interpretadas como facies de "lagoon"), relativamente aislados del resto de la plataforma por un cordón de "shoals" bioclásticos.

### **2.3.1.2 Calizas y areniscas calcáreas (Fm. Boltaña) (6).**

Es la unidad mas antigua, de las unidades terciarias de carácter marino que afloran en esta Hoja, si bien está muy bien representada en la Hoja de Boltaña, situada mas al Norte. Presenta dos áreas de afloramiento. La primera de ellas, situada en la terminación periclinal del anticlinal de Boltaña, se caracteriza por ser calcarenitas grises con algunos Nummulítidos, que a techo pasan a calcilutitas nodulosas con intercalaciones de margocalizas nodulosas. En la segunda zona de afloramiento, en el barranco que el río Balces ha excavado en el anticlinal del mismo nombre, aparece como areniscas calcáreas y calcarenitas con gran diversidad de fauna; cabe destacar, que hacia techo se hacen muy abundantes los Nummulites y las Discocyclinas, mientras a base son muy abundantes las calcarenitas y calizas arenosas con abundantes Alveolínidos y Miliólidos. Al Sur, la unidad está constituida por calizas con Alveolina, Orbitolites y Miliólidos, con estratificación cruzada en surco (textura "packstone" y "grainstone").

La potencia mínima observada oscila alrededor de los 500 metros, pero posiblemente llegue a tener una potencia total de mas de 800 mts, en el anticlinal del Balces. Sin embargo, no vuelve a aparecer en los anticlinales situados mas al Oeste,

especialmente en el de Morrano. Esta unidad, por tanto no existe al Oeste del anticlinal del Balces.

En la sección del río Balces, la fauna presente a techo de *Nummulites burdigalensis cantabricus*, *N. aff. rotularius* y *Assilina laxispira*, ha permitido datar el Cuisiense medio. El techo de esta unidad viene marcado por un nivel de conglomerados calcáreos, con los que se inicia la sedimentación de la unidad superior.

Se interpreta esta unidad como una plataforma carbonatada tipo rampa (ver AHR, 1973; READ, 1982, 1985) en la cual, los sedimentos de la plataforma distal, situados al Norte están constituidos por calizas y margas con *Discocyclus* y algunas bioconstrucciones de *Nummulites*; hacia el Sur, zonas más proximales y menos profundas, las calizas bioclásticas representan "shoals" bioclásticos depositados en una plataforma de alta energía. El carácter retrogradante de esta plataforma se pone de manifiesto por la superposición de Norte a Sur de las facies distales sobre las proximales.

### **2.3.1.3 Calizas de Miliólidos (Fm. Paúles) (7).**

Aflora casi exclusivamente en un sector comprendido entre los anticlinales de Boltaña y Balces. La base de la unidad viene marcada por la presencia de un conglomerado calcáreo de cantos redondeados con fauna de la unidad inferior. Son calcarenitas de color beige o marrón, que hacia el Este intercalan niveles de margas que se van haciendo mayoritarios en esta dirección. En el flanco Este del anticlinal de Balces, se presenta como calizas de Miliólidos con textura "grainstone", junto a otros estratos de calcarenitas de grano muy fino, todos ellos, intercalados en una

serie margosa. Hacia el oeste disminuye la importancia de las margas, hasta estar la unidad constituida exclusivamente por calcarenitas de grano muy fino con esporádicos Foraminíferos indeterminables, alternando con niveles de calcarenitas de grano medio, con estratificación cruzada y gran cantidad de Alveolínidos fragmentados y Miliólidos. Mas al Oeste, es imposible litológicamente separar esta unidad, de las calizas suprayacentes.

La potencia de la unidad es muy variable; desde 50-60 mts. al este, donde cambia lateralmente a margas, pasa a tener mas de 300 mts al Oeste; hacia el Sur disminuye rápidamente de potencia y pasa lateralmente a arcillas y areniscas rojas. Desaparece al Este del anticlinal de Morrano, al igual que la unidad anterior.

La edad es variable, ya que el techo está localmente erosionado. Así, en la cabecera del río Balces, la presencia de *Nummulites campesinus* y *Assilina* aff. *maior* permiten asignarle una edad Cuisiense superior. En la zona de Sarsa de Surta, situada al Este de la anterior el techo de la unidad es Luteciense inferior, marcado por la presencia de *Alveolina* aff. *gigantea*, *A.* aff. *fusiformis*, *A. boscii*, *Nummulites praediscorbinus* y *Assilina spira abrardi*.

Se interpreta esta unidad como depositada en una plataforma calcárea muy inestable, en la que los organismos propios de zonas restringidas y de plataforma somera (situados al Sur), son resedimentados en zonas mas profundas y menos energéticas de la plataforma. Su extensión areal es pequeña, pues sólo aflora en la parte nororiental de la Hoja. Está además caracterizada por los fuertes cambios de potencia debidos a la simultaneidad con la formación del anticlinal de Boltaña.

#### **2.3.1.4 Margas y margocalizas (Fm. Paúles) (8).**

Aflora en gran extensión en la terminación periclinal del anticlinal de Boltaña, y de modo testimonial en el flanco Oeste del anticlinal del río Balces. Está constituida por margas y margocalizas nodulosas con escasos fósiles. Presenta, hacia mitad de la serie una intercalación calcárea, perteneciente a la unidad tratada en el epígrafe anterior. Encima de estos afloramientos de calizas, la serie pasa a estar constituida por margas azules y margocalizas con algunos niveles deslizados (presencia local de "slumps") al Noreste y margas con niveles ricos en Nummulites, bivalvos y equinodermos junto a las intercalaciones de calcarenitas de la unidad anterior, al Suroeste.

La potencia es muy variable, debido principalmente a la simultaneidad del depósito con la formación del anticlinal de Boltaña, como se pone de manifiesto en el abanico de capas existente dentro de esta unidad. Mientras en Sarsa de Surta puede alcanzar mas de 300 mts. poco mas al Sur ( aproximadamente dos kms.) la potencia es de apenas 25 mts. desapareciendo un poco mas al Sur.

La edad es Cuisiense superior para la parte basal a Luteciense inferior para la parte superior donde se encuentra ubicado el abanico de capas.

Se interpreta esta unidad como una plataforma margosa muy inestable, en la que los fenómenos de resedimentación son notables.

### 2.3.1.5 Areniscas calcáreas (11).

Se sitúa sobre la unidad anterior, mediante un contacto muy neto. Aflora sólo en el anticlinal de Morrano, desapareciendo en el sinclinal de Rodellar. La potencia máxima alcanzada oscila alrededor de los 200 mts. Se inicia con areniscas calcáreas y calizas arenosas en estratificación decimétrica, con Alveolinas, y Miliólidos. Por encima, aparece un tramo constituido por areniscas calcáreas en secuencias grano y estratocrecientes con fauna muy diversa; a base son abundantes Alveolinas y Miliólidos, mientras a techo dominan Nummulites, Assilina y Discocyclus. Las estructuras sedimentarias más corrientes es la estratificación cruzada de gran escala y la estratificación cruzada en surco. El contenido en cuarzo, aumenta en cada secuencia hacia el techo, el cual se encuentra homogeneizado por bioturbación. El siguiente tramo está formado por un conjunto de calizas arenosas con estratificación cruzada a gran escala, en la que los organismos más abundantes son los Nummulites, los Equinodermos y los bivalvos, frecuentemente fracturados. Este tramo, acaba bruscamente con una superficie de trazado irregular, recubierta de margas con abundantes Nummulites sueltos. Por encima aflora un conjunto de secuencias de calcarenitas y areniscas calcáreas de grano muy fino con Nummulites, tanto en las formas macro, como microféricas. La abundancia relativa de estas dos generaciones de Nummulites, sugiere que no han sufrido reabajamiento, salvo en la parte superior de las secuencias, donde predominan los grandes Nummulites, llegando incluso a procesos de imbricación.

La presencia de *Discocyclus* cf. *archiaci*, *Nummulites* aff. *laevigatus* y *Eorupertia magna*, no es definitiva, pero permite asignarle una edad aproximada a la unidad de Luteciense inferior.

Se interpreta esta unidad como una plataforma mixta, en condiciones muy someras y de alta energía en la cual, la mayor parte del depósito se realiza a partir del reordenamiento del sedimento que llega a la cuenca por medio del oleaje dando lugar a barras arenosas. Esta plataforma, sufre un brusco cambio de energía (probablemente un hundimiento) que da lugar al cambio en la sedimentación: empiezan a desarrollarse bancos de Nummulites que pueden ser retocados por el oleaje en el techo.

#### **2.3.1.6 Calizas bioclásticas (Fms.Paules y Guara) (10).**

Por encima, de la unidad anterior, constituida por areniscas, se reinitia la sedimentación calcárea. Esta unidad, está constituida por calcarenitas de color beige con Alveolinas, Miliólidos y restos de Equinodermos. Existen algunas intercalaciones de calizas grises con Nummulites diseminados. El carácter masivo de estos sedimentos permite diferenciar pocas estructuras sedimentarias: laminación paralela con organismos (Alveolinas) orientados y estratificación cruzada de gran escala. La unidad es bastante monótona. En la parte superior se desarrollan localmente algunos niveles de corales y niveles de calizas bioclásticas grises o marrones con Alveolinas (con tamaños que exceden con mucho de la talla habitual de los individuos normales), Nummulites, restos de bivalvos y equinodermos y algas rodofíceas. Este tramo desaparece hacia el Este, alcanzando gran desarrollo hacia el Oeste. En el ámbito de la Hoja su presencia es casi testimonial.

La presencia de *A. frumentiformis* y *A. gigantea*, refleja una edad Luteciense inferior. A techo, la fauna de *Nummulites* cf. *praeaturicus* y *N.* cf. *uranensis*, permite afirmar una edad Luteciense medio-superior.

La unidad se interpreta como una plataforma calcárea con fondos arenosos calcáreos móviles, hábitat principal de los Alveolínidos. En esta zona de la plataforma, las acciones del oleaje, da lugar a la orientación de los organismos. La parte superior, caracterizada por el gigantismo de algunos organismos, como por la abundancia de algas, refleja un medio muy oxigenado y rico en nutrientes.

### **2.3.1.7 Calizas de Nummulites (Fm. Guara) (12).**

Aflora en la vertiente Norte de la Sierra de Guara con espesores que sobrepasan los 250 mts. disminuyendo su espesor de Este a Oeste. Hacia el Este, se apoyan en discordancia sobre las calizas y las calizas y margas de la Fm. Paúles. Mas al Oeste lo hacen ya sobre las calizas de Alveolinas de la Fm. Guara. Esta unidad se caracteriza por estar constituida por calizas (calcilutitas) y calizas margosas con gran abundancia de Nummulites. La organización interna de cada una de estas secuencias con Nummulites es muy similar; se inicia con margocalizas con pequeños Nummulites (macroformas), para poco a poco pasar a calizas con Nummulites (ambas formas) finalizando con Nummulites grandes (microformas) con imbricación. Esta sucesión se repite una y otra vez en esta unidad con alguna intercalación de calcarenitas con fauna de Alveolinas, Nummulites, equinodermos y bivalvos. La unidad termina bajo las margas y areniscas de la Fm. Belsue Atarés, desapareciendo en ocasiones por erosión.

Se interpreta esta unidad como el depósito en una plataforma marina abierta, donde se desarrollan bancos de Nummulites "in situ" (se pueden considerar como bioconstrucciones; ver AIGNER, 1982, 1983, 1985; SERRA-KIEL, 1982; SERRA-KIEL y REGUANT, 1984), en las cuales la actividad del oleaje se deja sentir en su parte alta. 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.

La presencia de *Nummulites* aff. *aspermontis*, *N.* aff. *crassus* en la base y de *N. discorbinus* y *N. deshayesi*, en el techo, permite datar esta unidad como Luteciense medio-superior. Sin embargo, esta es la edad de todas las unidades incluidas en la Fm. Guara, por lo que se puede suponer, que en la zona del anticlinal del Balces, toda la formación está representada en esta unidad. Mas hacia el Oeste los datos paleontológicos dan un edad Luteciense superior.

Al Oeste del anticlinal del Balces, absolutamente todas las unidades que se incluyen dentro de la Fm. Guara, no se pueden distinguir, quedando reducidas a calizas de Alveolinas al Sur y calcilititas al Norte, disminuyendo en esta dirección la potencia hasta desaparecer. La única fauna encontrada, con posibilidades de ser datadas libra una fauna de *Nummulites* aff. *deshayesi* y *N.* aff. *boussaci*, cuya asociación permite asignarle una edad Luteciense medio a Luteciense superior.

### **2.3.1.8 Margocalizas nodulosas (13).**

Afloran en el sector nororiental de la Hoja. Son margas y margocalizas nodulosas con numerosas discordancias internas. El carácter noduloso se va perdiendo hacia el Norte donde las margas, con algún nivel bioclástico esporádico intercalado son predominantes. Hacia el Sur, va aumentando su contenido en carbonato pasando a las calcilititas de la Fm. Guara. Su espesor es muy pequeño, alrededor de 25-40 m.

La poca fauna se encuentra ubicada en pequeños canales bioclásticos. En estos se ha determinado la aparición de *Nummulites* aff. *deshayesi* y *N.* aff. *boussaci*, lo que permite estimar una edad de Luteciense medio alto. El tránsito a las calizas de la Fm. Guara sugiere que la edad es Luteciense medio superior.

Se interpreta esta unidad como la parte distal de la plataforma calcárea de Guara.

### **2.3.2 Terciario en facies de talud**

#### **2.3.2.1 Calcarenitas y margas (14).**

Aflora en muy poca extensión en la zona nororiental de la Hoja, con espesores que no sobrepasan los 100 mts. Son margas azules con niveles de "slump" y algunos bloques de calizas bioclásticas. Intercalados entre las margas aparecen diversos niveles de calcarenitas con base canalizada. El relleno de estos canales está constituido a base por brechas calcáreas y gran cantidad de organismos: *Nummulites* imbricados, y fauna de Equinodermos, Gasterópodos (es muy abundante *Velates*), Bivalvos, Celentéreos y algunos Alveolínidos. A techo, estos niveles son calcarenitas con Macroforaminíferos.

Se interpreta esta unidad, tanto por su posición estratigráfica como por su situación respecto a las calizas del Luteciense, como un talud muy inestable en la que el relleno de los canales y los grandes bloques no son más que el resultado del desmantelamiento parcial de la plataforma del Luteciense, coincidente posiblemente, con los movimientos iniciales que darán lugar a la emersión de las Sierras Exteriores.

### **2.3.3 Terciario Marino en Facies de Transición**

Las unidades aquí incluidas, son aquellas relacionadas con la sedimentación en deltas principalmente. En este apartado, incluimos también los ambientes de talud relacionados con sistemas deltaicos, que aunque no son ambientes de transición, son transicionales a los ambientes de frente deltaico y llanura deltaica.

#### **2.3.3.1. Areniscas y margas (16).**

Situadas encima estratigráficamente de las calizas del Luteciense y sedimentos equivalentes; está constituida por secuencias de areniscas; estas secuencias se caracterizan por ser estrato y granocrecientes; el tamaño de grano general de la unidad aumenta de hacia el techo de esta, así como el número y potencia de las areniscas. La parte inferior, está caracterizada por la alternancia de margas con algunas cicatrices de "slumps", con las secuencias antes descritas, con un paso gradual entre ellas; la fauna principal es de pequeñas Operculinas y algunos bivalvos; la bioturbación está generalizada y aparecen algunos canales rellenos del mismo sedimento en el que encajan. Hacia techo, el predominio de areniscas es mucho mayor, sin apenas margas intercaladas; la fauna principal es de Equinodermos y Nummulites; estos, son especialmente abundantes a techo de las secuencias areniscosas; los últimos metros lo forman secuencias de areniscas canalizadas en cuyo interior son muy frecuentes las Alveolinas. La unidad finaliza con el inicio de la sedimentación margosa y la aparición de numerosas Ostreas y Velates. La potencia de esta unidad es muy variable; al Este del anticlinal de Boltaña, su potencia, disminuye de Norte a Sur, pasando de más de 250 mts. a menos de 25 mts. La unidad, pasa de apoyarse directamente en las calizas

lutecienses, al Sur, a hacerlo en margas azules hacia el Norte. Al Oeste del anticlinal de Boltaña, la unidad se apoya directamente sobre las calizas y rellena el hueco dejado entre los anticlinales de Boltaña y Balces, de modo que pierden rápidamente potencia hacia las partes altas de los anticlinales. En la zona de Otín-Nasarre, esta unidad alcanzan su máximo espesor en la Hoja. En esta zona, al igual que en la anterior se apoya directamente sobre las calizas del Eoceno medio; en este sector, el contacto es claramente una discordancia erosiva, pues en la base de la unidad aparecen conglomerados calcáreos (especialmente, cantos de calizas de Nummulites) tapizando el contacto y además, las areniscas no se encuentran afectadas por las estructuras que se observan en las calizas; por encima aflora un conjunto de secuencias de areniscas y margas, aumentando la importancia de estas hacia el Oeste. El techo de la unidad se sitúa en el paso de las areniscas y margas a margas azules con escasos Ostreidos.

Se interpreta esta unidad como reflejo de la sedimentación deltaica, mas particularmente el frente deltaico y la parte superior del prodelta; este sistema deltaico, tendría un funcionamiento intermitente, de modo que en los momentos el que el influjo detrítico era pequeño, el medio era favorable para el crecimiento de los Nummulites; los episodios en el que la entrada de detríticos era grande, estos Nummulites, cuyo hábitat se situaba en el frente deltaico eran resedimentados en zonas mas profundas del prodelta; en esta zona, las depresiones dejadas por los deslizamientos hacían de trampas de los Nummulites, produciéndose acumulaciones seleccionadas de estos organismos.

### **2.3.3.2. Margas azules (15).**

Esta unidad, situada estratigráficamente debajo de la anterior y a la que pasa

lateralmente, está formada por margas azules. Al Norte, estas margas, tienen pequeñas intercalaciones de areniscas y abundantes niveles con pequeños Nummulites así como niveles deslizados. Se apoya sobre las calizas del Luteciense y pasa lateralmente, y hacia techo, por medio de la intercalación cada vez mas abundante de areniscas a las areniscas y margas del epígrafe anterior. En la zona oriental de la Hoja, estas margas se disponen fosilizando todas las estructuras previas que afectan a los sedimentos infrayacentes. Sin embargo, en la zona occidental (sector de Otín Nasarre), son simultáneas a la formación de las estructuras de las Sierras Exteriores. En la zona de Rodellar, vuelven a aflorar estas margas, si bien sus características son algo, distintas; en las margas, se intercalan hacia techo numerosos niveles de areniscas calcáreas de grano fino, muy homogeneizadas por bioturbación, areniscas con ripples de corriente en depresiones topográficas, y areniscas calcáreas de grano medio a grueso con estratificación cruzada y ripples a techo y gran cantidad de fauna ( Nummulites, Alveolina y restos de Equinodermos principalmente). Todos estos niveles indican el paso a las areniscas y margas de la unidad anterior. Sin embargo, este paso no es visible debido a que sobre las margas se disponen en discordancia los conglomerados fluviales del Oligoceno.

Se interpreta esta unidad al Norte de la Sierra de Guara, como facies de prodelta. Al Sur, las características de algunos afloramientos sugiere la presencia de una plataforma margoso-arenosa, protegida de la fuente principal de terrígenos.

### **2.3.3.3 Margas azules con Ostreas (17).**

Aflora por encima de las dos unidades anteriores y supone el tránsito entre los

sedimentos deltaicos y los de carácter fluvial. Está constituida por margas azuladas y arcillas ocreas. Los afloramientos de esta unidad son bastante pobres. Apenas presenta estructuras sedimentarias, si exceptuamos la bioturbación. Presenta algunas intercalaciones de areniscas de grano medio en secuencias claramente canalizadas y otras mucho mas finas y bioturbadas asociadas. El contenido faunístico disminuye en cuanto a diversidad hacia el techo de la unidad; mientras a base es posible encontrar algunos Alveolínidos, Bivalvos, Gasterópodos y algunos Equinodermos, hacia techo, son sólo algunos Gasterópodo, algunos Bivalvos junto a decápodos los que subsisten. Hacia techo, comienzan a ser abundantes las intercalaciones de arcillas rojas indicando la proximidad del medio continental.

Se interpreta esta unidad como facies de llanura deltaica intersectada por algunos canales que alimentan la progresión del sistema deltaico.

#### **2.3.4 Terciario Continental**

Se incluyen todos los sedimentos de carácter continental, ya sean fluviales o lacustres.

##### **2.3.4.1 Areniscas rojas de San Pelegrín (9).**

Son los únicos sedimentos continentales, que en la Hoja, se encuentran intercalados en las facies marinas calcáreas del Eoceno. Aflora únicamente en el anticlinal del Balces, en el sector mas meridional. Se apoya sobre una superficie de karstificación desarrollada sobre las calizas del Cuisiense medio (6). La serie está constituida por arcillas rojas y anaranjadas con intercalaciones de areniscas de grano

medio a grueso, con estratificación cruzada en surco. Hacia el Norte, la importancia de estos niveles arenosos disminuye apareciendo algunas intercalaciones marinas, constituidas por calcarenitas con algunos Miliólidos. Hacia techo, estas intercalaciones marinas son cada vez mas numerosas, hasta llegar a un tramo de calizas con estructuras "herringbone".

La fauna encontrada en las intercalaciones marinas y a techo de la unidad indican una edad Cuisiense superior a Luteciense inferior. Existe según estos datos, una equivalencia con los sedimentos de la Fm. Paúles (7 y 8), y las areniscas calcáreas (11).

#### **2.3.4.2 Areniscas y arcillas rojas (18).**

Esta unidad, aflora en la parte Norte de la Hoja, formando parte de la Fm. Campodarbe (Miembro Bibán, PUIGDEFABREGAS, 1975). Se sitúa sobre las areniscas y margas de transición aunque ocasionalmente, lo puede hacer sobre las calizas del Luteciense. Está constituida por arcillas y limolitas de color rojo, presentando algunos de estos niveles un moteado característico. Intercalados en la serie lutítica, afloran niveles de areniscas y algunos de conglomerados, ordenados en secuencias granodecrecientes, pero reflejando un aumento general del tamaño de grano hacia la parte superior de la secuencia. A techo por tanto, empiezan a ser muy abundantes las intercalaciones de conglomerados y microconglomerados. Las direcciones de paleocorrientes medidas, indican un transporte de sedimento de Sureste a Noroeste.

Este unidad refleja el depósito en un ambiente continental, caracterizado por

una red fluvial en el que predominan canales de baja sinuosidad bastante estables en el tiempo. Las arcillas rojas y limolitas moteadas representan niveles de paleosuelos.

#### **2.3.4.3 Arcillas, limolitas y areniscas (19).**

De características similares a la anterior, esta unidad aflora al Oeste del anticlinal de Boltaña. Conocida con la denominación de Fm. Escanilla, está constituida por arcillas y limolitas rojas, con intercalaciones esporádicas de canales de areniscas. Las direcciones de corriente van dirigidas al Norte.

Se interpreta esta unidad como una llanura aluvial, con algunos canales intersectándola.

#### **2.3.4.4 Brechas y conglomerados calcáreos (20)**

Estos sedimentos, afloran siempre adosados al borde Sur de la Sierra de Guara. Se apoyan sobre las calizas del Luteciense o incluso en las del Cretácico o Triásico. Está constituida por niveles masivos de conglomerados alternando con otros mas angulosos, cuya naturaleza es en su mayor parte carbonatada. Se han encontrado cantos de calizas del Trías, del Cretácico superior y del Eoceno carbonatado, junto a algunos cantos de areniscas procedentes de algunas de las intercalaciones de areniscas existentes o bien del Garumnense. Estos conglomerados de matriz calcárea, son muy potentes en el mismo borde de las Sierras, presentando un aspecto masivo. Conforme nos desplazamos hacia el Sur se empiezan a individualizar estratos calcáreos separados por niveles de arcillas rojas, hasta que finalmente estas se hacen mayoritarias. En sentido E-W, estos conglomerados son

volumétricamente menos importantes hacia el Este, desapareciendo prácticamente en el flanco Oeste del anticlinal de Balces.

La potencia de esta unidad puede sobrepasar ampliamente los 200 m., aunque es extremadamente variable, debido principalmente, a que está en relación directa con la formación y parcial desmantelamiento del relieve de las Sierras Exteriores.

La edad, al no encontrar ningún resto fósil es difícil de estimar, si bien son anteriores a los conglomerados que posteriormente trataremos.

Se interpreta esta unidad como depósitos de abanicos de pié de monte, ligados a los cabalgamientos, emergentes o no, que se desarrollan en las Sierras Exteriores a lo largo del Oligoceno. Su carácter local viene demostrado por las litologías de los cantos que lo constituyen.

#### **2.3.4.5 Arcillas rojas, areniscas y conglomerados (21).**

Sobre las brechas calcáreas y pasando lateralmente a ellas, aflora un conjunto de arcillas rojas con numerosas intercalaciones. A base, y siempre cerca del borde de las Sierras, estas intercalaciones son brechas calcáreas en bancos cuya potencia disminuye hacia el Sur. Por encima, la serie es predominantemente lutítica con algunos canales conglomeráticos y arenosos intercalados, estando estos mucho mas generalizados hacia techo de la unidad.

Se interpreta esta unidad como depósitos distales de pié de monte que se introducen en una red fluvial da baja sinuosidad que discurre paralelamente al eje de la cadena.

La edad de esta unidad es, según MACIAS et al.(1986) Oligoceno inferior.

#### **2.3.4.6 Conglomerados poligénicos (22).**

Si los conglomerados calcáreos eran mas importantes en la parte Oeste de la Hoja, estos conglomerados se encuentran circunscritos a la parte Este. Se apoyan, tanto sobre las calizas de las Sierras, como sobre los sedimentos continentales inferiores, existiendo normalmente una discordancia angular bastante marcada. Son conglomerados poligénicos, con la mayoría de cantos de origen lejano (existen numerosos cantos de cuarcitas, algunos de granitos, etc..., que denotan un área fuente en la Zona Axial) y siempre muy redondeados; la matriz es muy arenosa. Curiosamente, y a pesar de su lejano origen, estos conglomerados no están representados al Norte de las Sierras Exteriores, al menos en esta área. Se encuentran localizados en áreas deprimidas, rellenando las zonas mas bajas producidas durante la estructuración de las Sierras Exteriores; nunca, además se encuentran afectados por cabalgamientos o pliegues, a diferencia de los conglomerados y brechas calcáreas del epígrafe anterior. Están constituidos por bancos masivos de conglomerados, sin apenas estratificación visible, que hacia el Sur empiezan a intercalar niveles de arcillas rojas, al mismo tiempo que disminuye el tamaño de grano de los estratos conglomeráticos.

La edad de esta unidad no es posible precizarla debido a la ausencia de fauna; sólo es posible afirmar que son posteriores a las brechas calcáreas adosadas al borde de las Sierras.

Se interpretan como sedimentos de carácter fluvial, que rellenan

"paleovalles", pasando distalmente hacia el Sur a las llanuras lutíticas de la Depresión del Ebro.

#### **2.3.4.7 Arcillas rojas y areniscas (23)**

De características muy similares a la anterior unidad está separada de esta, por una discordancia angular no siempre evidente. Se diferencia en la gran cantidad de niveles lacustres presentes y la ausencia casi general de niveles potentes de areniscas. Pasa lateralmente hacia el Norte a los conglomerados poligénicos del epígrafe anterior.

Representa depósitos aluviales de llanura de inundación con algunos episodios lacustres.

CRUSAFONT et al. (1966, 1969) descubren en Santa Cilia (parte Suroeste de la Hoja) un yacimiento de pequeños mamíferos, peces de agua dulce y crocodílicos, lo que permite asignar a esta unidad una edad Aquitaniense.

#### **2.4 CUATERNARIO**

Los sedimentos de edad Cuaternario de esta Hoja son muy minoritarios, estando restringidos a los cauces fluviales y a depósitos de pié de ladera siempre con muy poco espesor.

### **3. TECTONICA**

#### **3.1 ANTECEDENTES**

El estudio de las estructuras que afectan a la Cuenca Surpirenaica, han sido objeto de muchos estudios desde antiguo. Es DALLONI (1910) quién pone de manifiesto las variaciones en las direcciones de los pliegues. A partir de este momento, en la cadena pirenaica son numerosos los trabajos realizados, pudiéndose distinguir entre modelos autoctonistas y modelos aloctonistas.

STILLE (1924) y su discípulo SELZER (1934) estructuran un modelo autoctonista basado en el establecimiento por parte del primero de ellos, de dos fases de deformación en la Península Ibérica. Para estos dos autores, existen dos fases de deformación correspondientes a los plegamientos pirenaicos y sávicos. Esta teoría de las dos fases de deformación, es recogida en los años 80 por otros autores (GARRIDO,1982; en CAMARA y KLIMOWITZ, 1985) si bien con otro tipo de connotaciones. SELZER (1934) describe detalladamente los pliegues N-S. Ya en los años 50, ALMELA y RIOS realizan el estudio geológico de las Sierras Exteriores Aragonesas, y llegan incluso a datar la edad de alguna de estas estructuras.

Con SEURET (1972), se inicia una nueva etapa, en la cual, los modelos aloctonistas de principios de siglo son retomados. Su modelo, en el que establece tres unidades tectónicas, es retocado y precisado por diversos autores (GARRIDO-MEGIAS,1973; RIOS et al.,1982). Para todos estos autores la presencia de los pliegues N-S, no refleja mas que el empuje lateral de la Unidad Surpirenaica Central; de este modo, se explica la formación de estructuras E-W, y que estas sean mas modernas hacia el Este.

Ya en los años 80, NICHOLS (1984) y posteriormente CAMARA y KLIMOWITZ (1985), establecen un modelo en el que la deformación es continua durante el Eoceno y parte del Oligoceno. Interpretan la Zona Surpirenaica como una cuenca de antepais en la cual, durante todo el Paleógeno se desarrolló un sistema imbricado de cabalgamientos. Las variaciones en las direcciones de los pliegues no son mas que el resultado de la existencia en profundidad de rampas laterales de estos cabalgamientos.

Finalmente ANASTASIO (1987), propone un modelo basado en la tectónica halocinética, recogiendo las ideas de VAN LUNSEN (1970). Para este último, los anticlinales de Boltaña y Mediano habrían sido formados a partir de movimientos ascensionales de sales. ANASTASIO (op.cit.) por su parte incide en que en la formación de los pliegues ha tenido fuerte influencia los procesos halocinéticos y tectónicos, pues la estructuración por el observada estaba constituida por anticlinales apretados separados por amplios sinclinales de fondo plano.

### **3.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS**

En el ámbito de la Hoja, se pueden distinguir claramente varias zonas: al Este un sector poco o nada afectado por la tectónica de plegamiento, aunque si por la presencia de numerosas fallas normales (con direcciones aproximadas N60E), una zona central caracterizada por la presencia de grandes estructuras de plegamiento con direcciones N-S, y una occidental donde además de las grandes estructuras N-S, aparecen cabalgamientos y pliegues con direcciones E-W. En una primera aproximación vamos a distinguir los siguientes grupos de estructuras:

- pliegues N-S, E-W y N120E.
- cabalgamientos
- fallas normales
- la estructura diapírica de Naval.

### **3.2.1 Pliegues N-S, E-W y N120E**

Los pliegues N-S son de Este a Oeste los siguientes: sinclinal de Buil, anticlinal de Boltaña y sinclinal del Balces, sinclinal de Rodellar y sinclinal de Morrano.

Todas estas estructuras, están caracterizadas por ser vergentes al Oeste. Se caracterizan por tanto, por un flanco Este muy tendido (raramente supera los 30° de buzamiento) y uno Oeste que puede estar bastante verticalizado (entre 40° y 80° según los sectores).

El anticlinal de Boltaña, y el sinclinal de Buil penetran por el Norte de la Hoja. Aquí, sólo está representada la terminación de estos pliegues bajo las calizas de Guara. Sin embargo, las dos estructuras continúan por debajo de esta unidad, fenómeno, que se pone de manifiesto por el ligerísimo plegamiento que se observa en la Sierra de Sivil. La edad de estas dos estructuras es Luteciense inferior, si bien han sufrido un ligero reapretamiento en el Oligoceno inferior.

Tanto el anticlinal del Balces ( cuyo eje va cambiando ligeramente de dirección), como el de Morrano y el sinclinal de Rodellar, atraviesan la Hoja de Norte a Sur. Estas tres estructuras están claramente fosilizadas por los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno. Sin embargo, la edad no es exactamente la misma

para todas ellas. Así, mientras el anticlinal del Balces se forma durante el Luteciense medio y queda fosilizado por la parte inferior del Luteciense superior, (niveles de bancos de Nummulites, parte superior de la Fm. Guara), el sinclinal de Rodellar y el anticlinal de Morrano se forman durante el Bartonense, estando fosilizados durante el Priabonense. Sin embargo, existe la posibilidad de posteriores movimientos del anticlinal de Morrano debido a procesos halocinéticos.

Finalmente, hay que considerar el pliegue de Bastaras, caracterizado por un dirección N-S aproximada, para en su tercio Norte pasar a tener direcciones próximas a N120E. Se trata de un pliegue, con dirección originaria N-S, que ha sido afectado por movimientos posteriores, lo que ha dado lugar a la incurvación de su eje. Esto se pone de manifiesto, por la existencia de brechas calcáreas en el núcleo del anticlinal; la parte superior de esta serie brechoide está sin plegar, mientras que la inferior se encuentra ligeramente plegada. La edad del sinclinal de Bastaras es aparentemente la misma que la del anticlinal de Morrano, pero hay evidencias de que ha sufrido movimientos más tardíos.

Los pliegues con dirección E-W, son básicamente dos: el anticlinal de Cabeza de Guara y el de Santa Cilia.

La principal característica diferenciadora de este último pliegue, aparte su dirección con respecto a los anteriores es sobretodo los materiales que se ven involucrados en él. Mientras los pliegues N-S se encuentran afectando mayoritariamente a sedimentos del Eoceno, y, ocasionalmente a los del Oligoceno inferior, el anticlinal de Santa Cilia afecta a sedimentos más modernos. Está además caracterizado por una marcada vergencia Sur, con un flanco Norte casi horizontal o ligeramente buzando Norte, y un flanco Sur verticalizado o incluso invertido. Esta

estructura, se caracteriza por ser simultánea con el depósito de las brechas calcáreas que caracterizan el borde de las Sierras. El anticlinal de Cabeza de Guara se caracteriza por un plano axial casi vertical con una ligera vergencia al Sur. Representa un anticlinal ligado a la rampa de un cabalgamiento.

Finalmente, por el extremo Suroeste de la Hoja penetra una gran estructura anticlinal de origen halocinético (el anticlinal de Barbastro), con varias otras de menor rango asociadas. La vergencia de estas estructuras es hacia el Suroeste.

### **3.2.2 Cabalgamientos.**

Varios son los cabalgamientos que afloran en la Hoja, estando principalmente ubicados en su sector más occidental. En principio, se pueden distinguir dos grupos. El primero de ellos, los cabalgamientos de borde de las Sierras, aflora y tiene continuidad en la Hoja de Apies, se caracteriza por involucrar claramente sedimentos del Oligoceno. Son cabalgamientos, que se inician favor del Trías plástico y que llegan a superponer a este sobre las brechas calcáreas del Oligoceno, con morfologías de rampas y "flats". En el ámbito de la Hoja, no es posible deducir la dirección y sentido de movimiento. El segundo grupo, está constituido por los cabalgamientos que afloran en la Chasa de Rodellar. Estos cabalgamientos, afloran en el núcleo del anticlinal de Morrano. Se caracterizan por estar plegados por la estructura anterior. Afectan a los sedimentos del Trías, Cretácico y Eoceno. El más superior, se inicia cartográficamente a base del Terciario marino, por donde se continúa girando alrededor del eje del anticlinal. Ya en el flanco Oeste de la estructura asciende en la serie hasta un nivel intermedio (base del Luteciense inferior), continuando horizontal. Se transforma aquí en un despegue que no produce superposición anormal de ningún tipo. Las estructuras cabalgantes que hay

por debajo, se inician en el flanco Oeste del anticlinal de Morrano a nivel del Trías, para ascender rápidamente en la serie hasta las calizas de Guara sin que haya sido posible controlar esta estructura dentro de las calizas del Luteciense.

Finalmente, hay que hacer mención especial de la estructura de Castil de Moros, situada en el sector suroccidental de la Hoja. En esta zona existe un pequeño afloramiento de sedimentos del Garumnense (atribuido por MALLADA, 1881 al Keuper) y de las calizas de Guara, si bien su espesor queda muy reducido por la tectónica.

### **3.2.3 Fallas normales.**

Son especialmente abundantes en la Hoja. La mayoría de ellas, tienen direcciones cercanas a N60 E. Con objeto de su descripción se han diferenciado dos sectores. El primero de ellos, situado al Sur y al Este de los anticlinales de Boltaña y Balces respectivamente, está caracterizado por fallas que afectan ligeramente a los sedimentos deltaicos estando finalmente fosilizadas en estos mismos sedimentos. El segundo sector, situado al Norte de la Chasa de Rodellar, está caracterizado por el hecho de la dispersión en la dirección de las fracturas y por estar estas fosilizadas en la Fm. Belsue-Atarés y en la Fm. Campodarbe. Finalmente, existe un tercer grupo de fallas que afectan a sedimentos mas modernos.

### **3.2.4 La estructura diapírica de Naval.**

Aflora en el sector suroriental de la Hoja. Esta estructura, está constituida por sedimentos del Trías, principalmente yesos, en el que se intercala una barra de calizas dolomíticas tableadas. Por encima del Triásico, y en un extremo de la

estructura aparecen los sedimentos del Cretácico superior y los del Luteciense calcáreo. Sin embargo, en ningún caso la serie se encuentra completa faltando incluso las facies Garumnense, propias del tránsito Cretácico-Terciario. No se han observado tampoco sedimentos de transición o continentales del Eoceno superior. Sobre los sedimentos carbonatados del Luteciense, se disponen mediante discordancia, las arcillas rojas y areniscas del Oligoceno superior-Mioceno basal. Estos sedimentos afectados en el borde donde llegan a buzarse más de 60° adquieren rápidamente la horizontalidad al alejarnos de la estructura.

La edad probable del diapiro de Naval es por tanto post Oligoceno superior.

### **3.3. EDAD E INTERPRETACION DE LAS DEFORMACIONES**

Durante todo el Eoceno y Oligoceno se desarrolla en la Cuenca Surpirenaica un sistema imbricado de cabalgamientos que se propaga de Este hacia Oeste. La edad relativa de gran parte de estas estructuras refleja bastante bien este fenómeno al mismo tiempo que otras reflejan una evolución diferente. Por otro lado, es indudable las relaciones entre los procesos tectónicos y la sedimentación, durante gran parte del Paleógeno. Esto, permite de algún modo datar las diferentes estructuras en función de los sedimentos a los que afecta. Para ALMELA y RIOS (1950) los plegamientos más antiguos son intraeocenos concretamente postbartoniense.

Siguiendo a NICHOLS (1984) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985), los anticlinales N-S son producidos por la existencia de cabalgamientos ciegos bajo ellas; esto está especialmente claro en el anticlinal de Boltaña, que no es más que la continuación del cabalgamiento de Ordesa. La edad de esta estructura es Luteciense inferior, pues el anticlinal queda amortiguado en sedimentos de esta edad y está

fosilizado por los del Luteciense medio. Mas difícil es asignarle un cabalgamiento al anticlinal del Balces, ya que no existen indicios de su existencia. Sin embargo se puede considerar que bajo el anticlinal del Balces existe un cabalgamiento imbricado del de Ordesa. La edad de esta estructura es Luteciense medio, estando fosilizada en el Luteciense superior. El anticlinal de Morrano y los cabalgamientos de la Chasa pueden y deben interpretarse conjuntamente. Tras la formación del anticlinal del Balces, se forma un nuevo imbricado (el cabalgamiento mas alto de la Chasa) (fig. 1) que asciende en rampa hasta las calizas del Luteciense. Por delante de esta estructura, y siguiendo la secuencia de propagación, se forma otro imbricado (no aflorante en la Chasa) que se une al anterior en la parte inferior de la rampa. Estos dos cabalgamientos evolucionan normalmente hasta que el inferior no progresa y se forma un retrocabalgamiento (cabalgamiento inferior de la Chasa); el continuado empuje de estas estructuras produce el plegamiento generalizado de las que se sitúan por encima; este fenómeno del plegamiento ha podido ser posteriormente amplificado por procesos halocinéticos. Por otra parte, el cabalgamiento superior da lugar al anticlinal E-W, como consecuencia de la existencia de una rampa. Mas al Norte, existe otra gran rampa, correspondiente a este cabalgamiento de la que no existe evidencia cartográfica. La edad de conjunto de estas estructuras es Bartonense, ya que existe un abanico de capas en los sedimentos deltaicos de la Fm. Belsue-Atarés, estando fosilizada la estructura en el Priabonense. Parte de la caliza de Guara es erosionada. Al mismo tiempo que se generan estas estructuras, empiezan a formarse fallas normales en la zona oriental de la Hoja, fallas, que afectan a los sedimentos deltaicos de la Fm. Escanilla, quedando en la mayoría de los casos fosilizadas en esta formación.

La estructuración de las Sierras Exteriores continua durante todo el Eoceno superior. Ya durante el Oligoceno se producen un conjunto de cabalgamientos, que

no generan estructuras N-S, sino otras E-W. Estos cabalgamientos son muy posteriores y son los que dan lugar a la emergencia generalizada de las Sierras. Esto se pone de manifiesto por el hecho de que los cabalgamientos involucran a brechas calcáreas de origen local, las cuales en muchos casos están amortiguando y fosilizando las estructuras creadas. Muy cercano en el tiempo, se empiezan a producir los movimientos de sales que van a dar lugar al anticlinal de Barbastro. Esta estructura afecta a todos los sedimentos fluviales de la Fm. Peraltilla. En base a esto, la edad del anticlinal de Barbastro es muy similar a la de la emergencia de las Sierras Exteriores en este sector de la cuenca. Por otro lado, simultáneamente a estos movimientos diapíricos, se producen reacomodaciones en los pliegues de Morrano y Bastaras como antes hemos visto.

La actividad halocinética, finaliza en el Mioceno inferior con la intrusión del diapiro de Naval.

Se produce por tanto una sucesión de estructuras que a continuación describimos como resumen de todo lo expuesto anteriormente:

- 1.- Formación del anticlinal de Boltaña (cabalgamiento de Ordesa) y del anticlinal del Balces durante el Luteciense inferior y medio respectivamente; esto implica la individualización efectiva de las cuencas de Jaca y de Ainsa.
- 2.- Formación de los cabalgamientos de la Chasa, durante el Luteciense superior y el Bartonense; al mismo tiempo aparecen las primeras fallas normales sinsedimentarias.
- 3.- Emergencia de las Sierras Exteriores durante el Oligoceno

(cabalgamientos de Sierra Guara), coincidente con el inicio de los movimientos iniciales del anticlinal de Barbastro. Esto produce nuevos movimientos de los pliegues N-S.

4.- Se producen los últimos movimientos diapíricos en el Mioceno inferior (diapiro de Naval).

Queda claro por tanto, que la historia tectónica de la región puede ser subdividida en dos; una primera, responsable de todas las estructuras N-S, y que responde a un sistema imbricado de cabalgamientos; la segunda, es responsable de la emergencia de las Sierras Exteriores y de los movimientos diapíricos.

DOCUMENTO PROVISIONAL

## 4. HISTORIA GEOLOGICA

### 4.1 INTRODUCCION

La historia geológica de la hoja de Alquézar, hay que considerarla en el contexto de la cuenca surpirenaica. Esta, evoluciona como una cuenca de antepais durante el Paleógeno, lo que condiciona fuertemente la distribución de los diversos ambientes sedimentarios.

Se pueden diferenciar diversas etapas evolutivas, desde el Triásico hasta el Mioceno. Una primera etapa, en que tras la sedimentación del Triásico, la cuenca resta sin sedimentación durante todo el Jurásico y gran parte del Cretácico. A partir del Paleógeno, los procesos tectónicos adquieren gran importancia en la cuenca, quedando esta, configurada como una cuenca de antepais. MUTTI et al. (1975) diferencian una serie de Grupos Deposicionales basandose en las diferentes facies sedimentarias presentes, de los cuales, el Grupo Ager representa toda la sedimentación en plataformas calcáreas. En esta época, la mayor parte de este sector se mantiene formando parte del margen pasivo de la cuenca, estableciéndose una sedimentación generalizada de plataforma. Al Norte, en el surco de la cuenca, los sedimentos son de carácter turbidítico, mientras que en el margen activo se establecen plataformas siliciclásticas.

En el área considerada, la sedimentación continental se generaliza a partir del Eoceno superior, con direcciones N120E. A partir del Oligoceno inferior y medio este modelo de drenaje se ve alterado por la formación de los primeros relieves importantes en el Pirineo y la emergencia de las Sierras Exteriores dando lugar a la formación de redes fluviales que drenan hacia la cuenca del Ebro.

#### 4.2. EL MESOZOICO Y EL TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO

A los sedimentos arcillosos del Triásico se les superponen los de plataforma del Cretácico superior. Existe pues una gran laguna estratigráfica, ya que no existe el Jurásico y gran parte del Cretácico. Sin embargo, si existen afloramientos del Jurásico, en las hojas geológicas adyacentes. Para ALMELA y RIOS (1950) la desaparición del Jurásico es posiblemente debida a procesos tectónicos. No se ha encontrado ninguna prueba de esto, y lo mas probable es que no llegaron a depositarse. Lo mismo se puede decir del Cretácico inferior. El Cretácico superior, se inicia con una transgresión sobre los sedimentos del Triás. Se establece una plataforma calcárea, dando lugar a una megasecuencia transgresiva-regresiva. En resumen, se puede afirmar, que en las Sierras Exteriores el Cretácico superior representa una época sin gran actividad tectónica, al contrario que en otras zonas del Pirineo. Los procesos que mayor influencia tienen en la sedimentación son los cambios eustáticos del nivel del mar.

Por encima de las facies calcáreas de plataforma del Cretácico superior, el medio sedimentario vuelve a la continentalidad con la sedimentación de arcillas y areniscas de origen fluvial, acompañadas de charcas lacustres carbonatadas. En la Hoja de Alquézar, gran parte de los sedimentos corresponden a carbonatos de origen lacustre con numerosas evidencias de emersiones esporádicas y a caliches, reflejando un clima árido. Durante esta época, los sedimentos tampoco se ven afectados en gran medida por procesos tectónicos. Existe por tanto, un episodio regresivo en el paso Cretácico-Terciario, que se pone de manifiesto en toda la cuenca surpirenaica. La línea de costa, situada durante gran parte del Cretácico al Sur de las Sierras Exteriores, se retira rápidamente hacia el Norte, situándose

posiblemente en una línea curva que pasaría al Sur de Boltaña y Fiscal, y al Norte de Mediano. Esta morfología de la línea de costa empieza ya a reflejar la influencia de los procesos tectónicos. Durante todo este tiempo, la cuenca surpirenaica en las Sierras Exteriores ha estado caracterizada por la ausencia de sedimentación durante gran parte del Mesozoico, la cual se inicia en el Cretácico superior, con características marinas, para pasar a continuación a sedimentos continentales. Esto constituye por tanto un gran episodio transgresivo regresivo.

#### **4.3 EL PALEOCENO.**

No es posible afirmar que no ha existido sedimentación durante el Paleoceno, cuando en el resto de la cuenca está bien representado y a veces con potencias estimables. Sin embargo, no hemos encontrado ninguna evidencia paleontológica que indique su existencia. Esto supondría otra laguna estratigráfica desde el Daniense, hasta la base del Eoceno. Por otro lado, también cabe la posibilidad de que parte de las llamadas facies "Garumnense" representen la totalidad del Paleoceno.

#### **4.4. EL CUISIENSE**

Con el Cuisiense, se inicia en este área la sedimentación carbonática de plataforma que caracteriza todo el Eoceno inferior y medio. Al mismo tiempo la actividad tectónica se intensifica.

Con el inicio del avance del cabalgamiento de Cotiella, la cuenca surpirenaica queda ya claramente configurada como una cuenca de antepais. El margen pasivo, único representado en la Hoja, comienza a subsidir, y la línea de costa avanza hacia

el Sur. Se instala entonces una plataforma margocalcárea, que rápidamente prograda hacia el Norte, manteniendo condiciones de sedimentación muy someras. Este hecho es debido, a que la subsidencia del margen pasivo es compensada por la alta tasa de sedimentación, y la ligera bajada eustática del nivel del mar. Simultáneamente, el surco se va rellenando de turbiditas de procedencia oriental. Los cambios en la subsidencia, variaciones del nivel del mar o de la tasa de sedimentación, da lugar a que en el Cuisiense medio, se produzca un súbito hundimiento de esta plataforma. Sobre las facies someras de la plataforma mixta desarrollada durante el Cuisiense inferior se instala otra, de carácter exclusivamente carbonático, que refleja un hundimiento progresivo del margen pasivo. El avance de un nuevo cabalgamiento al iniciarse el Cuisiense superior, cabalgamiento de Monte Perdido (CAMARA y KLIMOWITZ, 1985) provoca un cambio drástico en la cuenca. Mientras parte de la plataforma del Cuisiense se hunde a gran velocidad, al Sur, el proceso se invierte produciéndose un levantamiento y emersión, lo que da lugar a la karstificación del techo de la Fm. Boltaña, iniciándose un corto episodio de sedimentación continental (Areniscas rojas de San Pelegrín). La continuada subsidencia se propaga con el paso del tiempo hacia el Sur se vuelven a alcanzar las condiciones marinas poco tiempo después.

Queda claro por tanto, que las variaciones en la velocidad de subsidencia es uno de los principales factores que controlan la sedimentación durante el Cuisiense. El resto de la cuenca, refleja igualmente esta actividad tectónica, tanto en el relleno turbidítico del surco, como en la evolución de las plataformas siliciclásticas situadas en el margen activo.

Durante el Cuisiense se pueden distinguir varios ciclos sedimentarios cuyo origen, no está tanto en las variaciones eustáticas del nivel del mar, como en las

variaciones en la velocidad de subsidencia. Estos son:

- Ciclo C-1: de edad Ilerdiense superior a Cuisiense inferior; muy poco representada en la hoja, responde a un sistema deposicional progradante de carácter mixto; está además caracterizado por la alta tasa de sedimentación. Es coetáneo del cabalgamiento de Cotiella.

- Ciclo C-2: de edad Cuisiense medio; aflora en gran extensión en la hoja; está aquí representada por un sistema deposicional carbonático de plataforma de carácter retrogradacional. Diferenciado del anterior, tanto litológica como evolutivamente, la causa de su individualización hay que buscarla en una disminución de la tasa de sedimentación, acompañada de una subida relativa del nivel del mar.

- Ciclo C-3: de edad Cuisiense superior; representa un estadio mas avanzado de la secuencia anterior, al producirse una nueva aceleración en la velocidad de la subsidencia, como consecuencia del movimiento del cabalgamiento de Monte Perdido.

El Cuisiense se caracteriza por tanto, por una continúa subida relativa del nivel del mar, con cambios bruscos en la velocidad debido a causas estrictamente tectónicas.

#### **4.5 EL LUTECIENSE**

Durante este tiempo, la actividad tectónica es especialmente importante en la Hoja de Alquézar. La tectónica local va a tener gran importancia en el desarrollo de

los diversos medios sedimentarios.

El Luteciense inferior se inicia con un nuevo cabalgamiento, el cabalgamiento de Ordesa (VAN DE VELDE, 1967, cabalgamiento de Monte Perdido, RIOS et al., 1982; cabalgamiento de Boltaña, CAMARA y KLIMOWITZ, 1985) . Este, involucra ya a todos los sedimentos del Cusiense y es el responsable del crecimiento del anticlinal de Boltaña durante este tiempo. Como consecuencia de la formación del anticlinal, el hueco que se crea es rellenado por margas , con numerosos niveles de resedimentación intercalados; la plataforma del Luteciense inferior se ve por estas causas muy reducida espacialmente. Los últimos movimientos del anticlinal de Boltaña, coinciden con el paso al Luteciense medio, momento en el cual, la estructura deja de moverse y es fosilizada por la nueva plataforma carbonática que se instala. este es también el momento en el que las cuencas de Ainsa-Tremp y Jaca-Pamplona quedan físicamente individualizadas. La primera de ellas, queda configurada como una cuenca de "piggy-back", mientras que la segunda sigue como una cuenca de antepais.

La aparición de una nueva estructura, el anticlinal del Balces, situada al Oeste de la anterior, da lugar a una gran inestabilidad y cambios de potencia a la plataforma. Mientras que en el margen pasivo de la cuenca de Jaca la sedimentación sigue siendo de plataforma, en la cuenca de Ainsa la sedimentación es de talud con numerosos canales turbidíticos intersectando este. Al mismo tiempo, en esta cuenca empiezan a producirse depósitos de "debris" calcáreos como respuesta al inicio de la fracturación que afecta a la plataforma calcárea de Guara. La estructura del Balces, queda fosilizada en el Luteciense superior, momento en el que se inician los movimientos en la zona de la Chasa. Estas estructuras dan lugar a la finalización de la sedimentación carbonática de plataforma, con lo que finaliza el Luteciense.

Dos son los ciclos sedimentarios que vamos a diferenciar durante el Luteciense:

- Ciclo L-1: de edad Luteciense inferior, está ligado al crecimiento del anticlinal de Boltaña y el avance del cabalgamiento de Ordesa.
- Ciclo L-2: Luteciense medio-superior; corresponde a gran parte de la Fm. Guara; dentro de ella es posible distinguir varias secuencias deposicionales de rango inferior, relacionadas con oscilaciones en el nivel del mar.

En el Luteciense se distinguen, por tanto dos ciclos sedimentarios, que al igual que en el Cuisiense reflejan la fuerte actividad tectónica existente.

#### **4.6 EL EOCENO SUPERIOR.**

El Eoceno superior se inicia en la cuenca de Ainsa, con sedimentos de origen deltaico. Hay que considerar por otro lado, que el anticlinal de Mediano (situado fuera de esta Hoja, se forma, al menos en su última fase de crecimiento durante el Luteciense superior (BIOT, 1962). Esto da lugar a la aparición en la cuenca de Ainsa de un pasillo entre los anticlinales de Boltaña y el citado de Mediano (DE FEDERICO, 1981; BARNOLAS y MALAGON, 1986). Además, este pasillo, se levanta y sufre procesos erosivos, ya que hay un conjunto de estructuras que se desplazan hacia el Sur sobre la cuenca del Ebro. Coinciden en el tiempo, una zona de sedimentación muy estrecha, con un gran aporte de sedimentos, lo cual da lugar a la instalación de este sistema deltaico, el cual progresa a gran velocidad hacia el Norte, si bien con algunas interrupciones debidas, ya sea a variaciones en la

velocidad de la tasa de sedimentación, ya sean variaciones en las variaciones del nivel del mar.

En las Sierras Exteriores, por su parte, la base del Eoceno superior se caracteriza por una fuerte actividad tectónica que impide la sedimentación, y permite la erosión de la parte superior de la Fm. Guara. La presencia de esta elevación, junto a la elevación de Boltaña crea un nuevo pasillo que igualmente relleno por sedimentos de origen deltaico; estos sedimentos progradan inicialmente hacia el Norte, para, siguiendo las forma curva de los cabalgamientos variar la dirección a WNW. A base de estos sistemas aparecen niveles de brechas calcáreas originadas en los relieves adyacentes.

El Priaboniense, se caracteriza en ambas cuencas por el continuado depósito en deltas iniciándose la sedimentación continental, la cual se generaliza en la cuenca, a partir de este momento. El sistema fluvial que se desarrolla en la cuenca de Ainsa, sigue la dirección del surco creado al inicio del Eoceno superior. Sin embargo, los sedimentos fluviales de la cuenca de Jaca presentan una flecha de progradación WNW, existiendo una zona de baja tasa de sedimentación en las cercanías del anticlinal de Boltaña. En este momento, la cuenca de Jaca ha quedado convertida en una cuenca tipo "piggy-back" como consecuencia de la estructuración general de los anticlinales N-S de las Sierras Exteriores.

#### **4.7 EL OLIGOCENO**

Durante el Oligoceno inferior, los patrones de sedimentación conservan las mismas características que durante el Eoceno superior, pero los depósitos de origen marino ya no existen. Durante el Oligoceno medio y superior, la situación cambia

radicalmente, pues se inicia la emersión final de las Sierras Exteriores. En efecto, tras la estructuración de los anticlinales N-S y los cabalgamientos asociados, se generan un conjunto de estructuras (cabalgamientos de la Sierra de Guara) que dan lugar a la emersión de todos los sedimentos previos. El avance de los cabalgamientos, provoca, por un lado, la elevación de las Sierras y su consecuente erosión (PAOR y ANASTASIO, 1987) y por otro, la formación de una zona deprimida, un surco, por delante de él (ANASTASIO y PAOR, inédito). Las brechas calcáreas, derivadas de la erosión de los relieves calcáreos en formación se acumulan precisamente en estas zonas. Estas, en numerosas ocasiones se ven involucradas en los cabalgamientos. Al mismo tiempo los cabalgamientos situados al Norte, en la cuenca de Jaca, aportan abundantes sedimentos. La red fluvial, al Norte de las Sierras pasa a tener direcciones N-S, mientras al Sur de las Sierras Exteriores las direcciones pasan a ser WNW. La presencia de estos cabalgamientos, da lugar a una topografía donde se alternan zonas elevadas y zonas muy deprimidas, las cuales coinciden aproximadamente con las áreas sinclinales previas. Es posiblemente en estas zonas, por donde los sistemas fluviales del Oligoceno medio, provenientes del Norte conectan con los sistemas fluviales del valle del Ebro.

Poco después, se inicia la formación del anticlinal de Barbastro, que llega a plegar todos estos sedimentos. Finalmente y en discordancia se depositan los conglomerados masivos, que hacia el Sur pasan a los depósitos fluviales de la Depresión Terciaria del Ebro. Estos conglomerados, tanto por su redondeamiento, como por su litología (son mayoritarios los cantos de origen paleozoico) no tienen un origen en el levantamiento de las Sierras Exteriores. Se hace necesario pensar, en una depresión en el frente de las Sierras como consecuencia de los cabalgamientos, que actúa como trampa de sedimentos que provienen del Norte.

Finalmente se produce la intrusión diapírica de Naval que no tiene al parecer gran influencia sobre los procesos sedimentarios de la cuenca.

DOCUMENTO PROVISIONAL

## **5. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1 MINERIA Y CANTERAS**

Al igual que buena parte del Prepirineo, en la Hoja de Alquézar no existen objetivos económicos de interés. No existe minería y si algunas explotaciones de piedra (areniscas) para la construcción.

### **5.2 PROSPECCIONES PETROLIFERAS**

Esta zona ha sido objeto de numerosas investigaciones petrolíferas, especialmente durante los últimos quince años. Se han realizado algunas líneas sísmicas que no llegan a atravesar las Sierras Exteriores. Existen algunos indicios de presencia de hidrocarburos en zonas más occidentales (Salto del Roldán, en la vecina Hoja de Apiés), pero en la Hoja de Alquézar en concreto no existen datos al respecto.

### **5.3. HIDROGEOLOGIA**

A pesar de la abundancia de calizas, son poco abundantes los manantiales. Cabe destacar el manantial de Rodellar (conocido como las Fuentes del Mascún), situado en calizas del Luteciense, y los manantiales de la Chasa de Rodellar; el primero de ellos aflora a base de las calizas y dolomías del Trías; el segundo, lo hace en el contacto del Cretácico superior con las arcillas del Triásico; ambos de manantiales tienen muy poco caudal, y su contenido mineralógico es muy diferente, lo que sugiere que no hay ninguna interconexión entre ellos. Sin embargo, en las calizas del Luteciense las cuales se prestan fácilmente a la disolución como lo

demuestra el hecho de la existencia de un campo de dolinas en los llanos de Cupierlo, no se ha detectado ningún manantial, en zonas mas bajas topográficamente que la del manantial de Rodellar. Si tenemos en cuenta, la complicada estructura de esta zona, la existencia de niveles impermeables intercalados (las arcillas del Keuper, y del Garumnense), y la no interconexión entre los diversos manantiales, hemos de concluir que existen diversos acuíferos diferenciados, incluso superpuestos sin ninguna interconexión entre ellos.

Como resumen podemos decir, que la Sierra de Guara presenta características inmejorables para la explotación de aguas subterráneas, siempre teniendo en cuenta las características peculiares de esta zona.

Los numerosos ríos que atraviesan las Sierras Exteriores, presentan un estiaje muy acusado. Incluso en épocas de alta pluviometría, estos ríos pierden caudal a su paso por las calizas, lo que es también un indicio de fuerte karstificación y de un nivel piezométrico por debajo de las cotas por donde discurren.

## 6. BIBLIOGRAFIA.

AIGNER, T. (1982).- "Event-stratification in Nummulite accumulation and in shell beds from the Eocene of Egypt". En Einsele, G y Seilacher, A., eds., *Cyclic and Event Stratification*: Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag. pp 248-262

AIGNER, T. (1983).- "Facies and origin of Nummulitic buildups: an example from the Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt)". *N. Jb. Paläont. Abh*, vol. 166, nº 3, pp 347-368.

AIGNER, T. (1985).- "Biofabrics as dynamic indicators in Nummulite Accumulations". *J. of Sedimentary Petrology*, vol. 55, nº 1, pp 131-134.

AHR, W.H. (1973).- "The carbonate ramp: an alternative to shelf model". *Trans. Gulf. Coast Ass. Geol. Soc.* XXIII pp 221-225.

ALMELA, A., y RIOS, J.M. (1950).- "*Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. primera serie. hoja nº 249. Alquézar*". IGME.

ALMELA, A., y RIOS, J.M. (1951).- "Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y sus Sierras marginales". *1º Cong. Int. del Pirineo. Inst. Estudios Pirenaicos*. Zaragoza, 28 pgs.

ANASTASIO, D.A. (in press).- "Thrusting, Halotectonics and Sedimentation in the Spanish Pyrenees".

ANASTASIO, D.A. y DE PAOR, D.G. (inédito).- "Geological Structure of an

emergent Thrust Front, Southern Pyrenees, Spain".

ARQUED, V.M., ALMUNIA, A. y ORTIGA, M. (1986).- "Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico superior en el sector oriental del Prepirineo Aragonés". *XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona, 1986.

BARNOLAS, A. y MALAGON, J. (1986).- "La sedimentación carbonatada y siliciclástica entre los anticlinales de Boltaña y Mediano. Cuenca eocena Surpirenaica Central". *XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona, 1986.

BIOT, J. (1962).- "*Etude micropaleontologique et stratigraphique de l'anticlinal de Mediano ( Province de Huesca, Espagne)*". Thèse 3ème cycle. Univ. Paris.

CAMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica". *Estudios Geológicos*, nº 41, pp 391-404.

CRUSAFONT PAIRO, M., RIBA, O., Y VILLENA, J. (1966).- "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia ( río Formiga; provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*. num. 83. pp 7-14.

CRUSAFONT PAIRO, M. y PONS , J.M. (1969).- "Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N. de la provincia de Huesca". *Acta Geológica Hispánica*. t.IV, num. 5. pp 124-125.

DALLONI, M. (1910).- "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*. t. XIX. pp 444.

DE FEDERICO, A. (1981).- "La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa". *Publicaciones de Geología. U. Aut. Barcelona*. num. 12. pp 271.

GARRIDO, A. (1973).- "*Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central*". Tesis. Universidad de Granada.

HIRST, J.P (1983).- "*Oligo-Miocene alluvial systems in the N Ebro Basin, Huesca Province, Spain*". Tesis. Univ. Cambridge. pp 247.

LUNSEN, H.A. van. (1970).- "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, province of Huesca". *Geol. Ultraiectina*, num 16. 119 pgs.

MACIAS, I., DIAZ MOLINA, M., Y ESTRADA, R. (1986).- "Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Formación Peraltilla (provincia de Lérida)". *XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona, 1986.

MALLADA, L. (1878).- "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. t. XV. pp 439.

MOLINA, E. (1986).- "Excursión al Cretácico superior y Paleógeno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis". *Mem. I Jornadas de Paleontología*. pp. 235-247. Zaragoza, 1986.

MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.P.; 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*. num. 11. pp 391-416.

NICHOLS, G.J. (1984).- "*Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain*". Tesis. Univ. Cambridge. pp 243.

PAOR, D.G. de, y ANASTASIO, D.J. (1987).- "The Spanish External Sierra: a Case History in the Advance and Retreat of Mountains". *National Geographic Research*. vol. 3. num. 2. pp. 199-209.

PLAZIAT, J.C.,; FREYTET, P., y MAREC, P. (1987).- "*La sedimentation molasique et paleopedogènese en Languedoc. Les dépôts fluviatiles, lacustres et palustres du Maastrichtien au Bartonien*". Ass. Sed. Francais. Guidebook, 1987.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Monografías del Inst. Est. Pirenaicos*. num. 104. pp 188.

READ, J.F. (1982).- "Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution". *Tectonophysics*. num. 81.

READ, J.F. (1985).- "Carbonate platforms facies models". *A.A.P.G. Bull.* vol. 69 num 1.

RIOS, L.M.; LANAJA, J.M., y FRUTOS, E. (1982).- "*Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda serie. Hoja 178 Broto*". IGME.

SEGURET, M. (1972).- "Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". Tesis. Univ. Montpellier. *Public. Ustela, Série Géol. Struct.*, num 2. pp 160.

SELZER, G. (1934).- "Geologie der Sudpyrenaische Sierren in Oberaragonien". Neves. *Jhrb. Geol. Pal. Min.* num 88. Traducción española (1948).- *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, C.S.I.C.*, Madrid.

SERRA-KIEL, J. (1982).- "Contribució a la Paleobiologia dels Nummulites". *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.* (Sec. Geol. 3). num. 48. pp 19-29.

SERRA-KIEL, J., y REGUANT, S. (1984).- "Paleoecological conditions and morphological variation in monospecific banks of Nummulites: an example". *2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera. Benthos'83.* Pau, 1983. pp 557-563.

STILLE, H. (1924).- "Nota sobre los plegamientos perimeséticos y su parte surpirenaica y baleárica. En: *Publicaciones alemanas sobre Geología de España* (1942). pp 15-24.

VELDE, E.J. van de. (1967).- " Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca". *Estudios Geológicos.* vol. XXIII. pp 163-201.