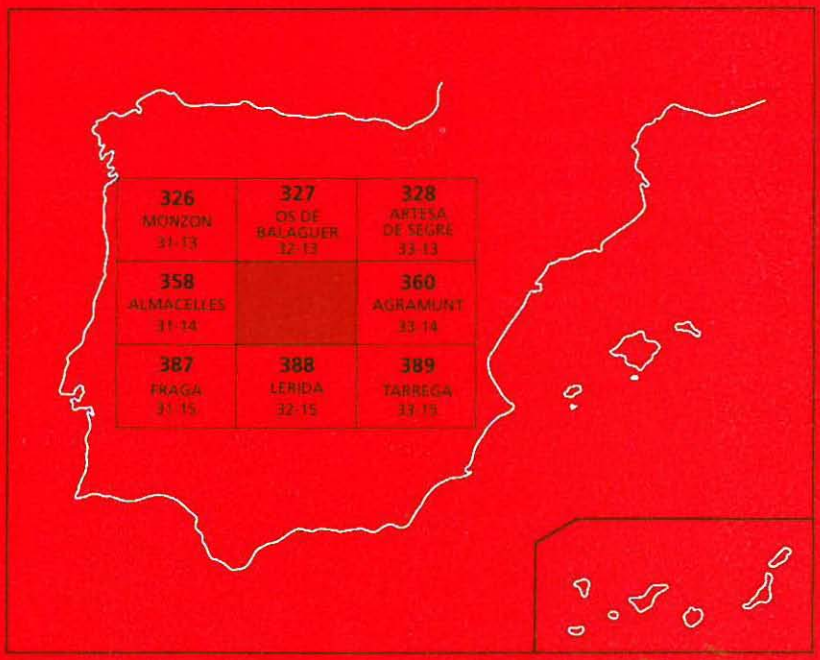
Instituto Tecnológico GeoMinero de España

359
32-14

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BALAGUER

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLOGICO A LA MISMA ESCALA

BALAGUER

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Balaguer (359) han sido realizados, durante 1990 y 1991 por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A., habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico: C. Gil, J.A. Santos, L.A. Marqués y J.M. Esnaola (ENADIMSA)

Mapa Geomorfológico: J.M. Esnaola (ENADIMSA)

Memoria*:

Estratigrafía: J.A. Santos y C. Gil (ENADIMSA)
Geomorfología: J.M. Esnaola (ENADIMSA)
Tectónica: C. Gil (ENADIMSA)
Neotectónica: L.A. Marqués y C. Gil (ENADIMSA)
Hidrogeología: E. Crespo y G. Martín (ENADIMSA)
Geología Económica: L.A. Marqués (ENADIMSA)
Geotecnia: C. Gil (ENADIMSA)

Han colaborado en aspectos parciales:

Estratigrafía: L.A. Marqués (ENADIMSA)
Sedimentología: J.A. Santos (ENADIMSA)
Petrografía: J.A. Santos (ENADIMSA)
Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo y L. Granados
Normalización del Mapa Geomorfológico: J. Fernández-Gianotti y A. Martín-Serrano (ITGE)

Dirección del Estudio: A. Barnolas y A. Robador (ITGE)

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:
— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
— Columnas estratigráficas de detalle.
— Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

*Modificada y puesta al día por A. Robador y A. Barnolas.

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Depósito legal: M. 2.117 - 1998
ISBN: 84-7840-318-3
NIPO: 241-96-007-6

Fotocomposición: Diseño Gráfico AM 2000, S. L
Impresión: Master's Gráfico, S. A.

I N D I C E

Páginas

0. INTRODUCCION 5

1. ESTRATIGRAFIA 7
   1.1. Unidades alóctonas 8
      1.1.1. Triásico (Facies Keuper). Yesos y arcillas rojas (0) 8
      1.1.2. Paleoceno (Facies Garumniense). Calizas arcillosas y margas grises (1a) 8
      1.1.3. Eoceno inferior-medio. Calizas bioclásticas arenosas y margas grises (1b) 9
      1.1.4. Conglomerados calcáreos rojos (2) 9
   1.2. Unidades autóctonas 10
      1.2.1. Terciario 10
         1.2.1.1. Unidad Evaporítica. Yesos, arcillas y margas grises (3) 10
         1.2.1.2. Unidad Carbonatada 12
            1.2.1.2.1. Calizas y margas grises con niveles de sílex (4) 13
            1.2.1.2.2. Areniscas carbonatadas y arcillas rojas (5) 15
         1.2.1.3. Unidad Detrítica inferior. Areniscas ocres y rojas con calizas grises y arcillas (6) 15
         1.2.1.4. Unidad Detrítica superior (7 y 8) 18
         1.2.1.5. Conglomerados poligénicos y limos ocres. Plio-Pleistoceno (9). 21
      1.2.2. Cuaternario 21
         1.2.2.1. Pleistoceno (10 a 18) 21
         1.2.2.2. Holoceno (19 a 23) 22

2. TECTONICA 22
   2.1. Marco téctonico regional 22
   2.2. Descripción de la estructura 23
   2.3. Neotectónica 25

3. GEOMORFOLOGIA 25
   3.1. Fisiografía 25

Páginas

3.2. Análisis geomorfológico 26
3.2.1. Estudio morfoestructural 26
3.2.1.1. Enmarque dentro de los grandes conjuntos regionales 26
3.2.1.2. Unidades morfoestructurales de la Hoja 26
3.2.2. Estudio del modelado 27
3.2.2.1. Formas fluviales 27
3.2.2.2. Formas poligénicas 28
3.3. Formaciones superficiales 29
3.3.1. Terrazas 29
3.3.2. Glacis 29
3.3.3. Depósitos coluviales 30
3.4. Evolución dinámica 30
3.5. Procesos actuales-subactuales y tendencias futuras 31

4. HISTORIA GEOLOGICA 31

5. GEOLOGIA ECONOMICA 33
5.1. Recursos minerales 33
5.2. Hidrogeología 34
5.2.1. Climatología 34
5.2.2. Hidrología 34
5.2.3. Características hidrogeológicas 34
5.2.3.1. Sinclinal de Tremp 35
5.2.3.2. Cuaternario 35
5.2.4. Otros posibles acuíferos 35
5.3. Geotécnica 36

6. PATRIMONIO NATURAL. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (P.I.G.) 43
6.1. Decripción y tipo de interés de los P.I.G. 43

7. BIBLIOGRAFIA 44

0. **INTRODUCCION**

La Hoja de Balaguer se sitúa en el sector nororiental de la Cuenca del Ebro, entre los paralelos 41° 50' 4" N y 41° 40' 4" N y los meridianos 0° 28' 49" O y 0° 48' 49" O, referidos al meridiano de Greenwich. La mayor parte de la superficie de la hoja pertenece a la provincia de Lleida, aunque parte del área noroccidental se encuadra en la de Huesca.

La topografía no presenta grandes desniveles, con cotas comprendidas por lo general entre 200 y 350 m. Unicamente destaca en el borde septentrional la "Sierra Larga", que se extiende con orientación E-O y presenta los puntos más elevados de la hoja, con 441 m de cota (vértices Grabat y Peniejo) y 509 m (Font de Rivera). Dominan las grandes llanuras con caída hacia los principales ríos, compartimentadas por sus terrazas, que en la zona occidental forman plataformas elevadas.

Los ríos más importantes son tributarios pirenaicos del Ebro, como el Segre y su afluente el Noguera Ribagorzana. Existen otros ríos menores, de caudal más reducido, como es el caso del Corb, Sió y Farfanya, todos ellos afluentes del Segre.

El clima es semiárido, con medias anuales de temperatura y precipitación en torno a 14°C y 350 mm respectivamente, y oscilación térmica anual elevada (21°C). Las frecuentes nieblas invernales, la fuerte insolación y vientos de componente NO completan el cuadro climatológico.

La densidad de población es moderada, aumentando en las proximidades de Lleida, que se encuentra a 6 Km del borde sur de la hoja, donde se encuentra una concentración de pequeños municipios (Roselló, Benavent de Lleida, Torrefarrera, Torreserona, etc.). Las poblaciones con mayor número de habitantes en el seno de la hoja, son Balaguer, Alfarrás y Alguaire.

Las actividades económicas son fundamentalmente la agricultura y la ganadería, con cierta influencia del cinturón industrial de Lleida, en torno a Balaguer, donde se encuentra situada una fábrica papelera. La agricultura comprende fundamentalmente explotaciones de frutales en las vegas de los ríos y en áreas de regadío, así como cereales en los terrenos de seca-

no. La actividad ganadera está representada por explotaciones de ovino extensivo en el sector norte y granjas porcinas.

Geológicamente, pueden diferenciarse dos grupos de materiales con características litológicas, estratigráficas, etc. muy diferentes, que pueden agruparse como materiales alóctonos y autóctonos.

Los materiales alóctonos tienen escasa representación en la hoja, quedando restringidos a algunos afloramientos del borde septentrional (Font de Rivera), en donde afloran depósitos triásicos (en facies Keuper), materiales atribuibles al la facies Garumniense, así como sedimentos de plataforma del Eoceno inferior y medio, cuya caracterización precisa deberá realizarse en la hoja contigua de Os de Balaguer (327), en la que se encuentran ampliamente representados.

Los materiales autóctonos constituyen la casi totalidad de los terrenos aflorantes en la hoja, estando formados por depósitos pertenecientes al Terciario continental (Eoceno Superior-Oligoceno) y al Cuaternario.

Los depósitos más antiguos del Terciario continental corresponden a la Unidad Evaporítica, que está representada por la Formación Barbastro (QUIRANTES, 1969, publicado en 1978) y aflora en el núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer, que cruza la hoja en su parte septentrional. Esta formación se encuentra datada en la parte catalana como Priaboniense superior (SAEZ, 1987), pero hacia el oeste su techo es progresivamente más moderno como se ha constatado durante la realización de la cartografía de las hojas de Tárrega y Agramunt dentro del Plan Magna, llegando a ser Estampiense superior en el área abarcada por la presente hoja.

Por encima de la formación anterior se superpone la denominada Unidad Carbonatada, constituida por facies calcáreas con términos lutítico-margosos intercalados, que fue asimilada por SAEZ (1987) a las Formaciones "Limolitas de Torá" y "Calizas de Castelltallat", pero las investigaciones realizadas durante la realización de las hojas de Tàrrega y Agramunt dentro del Plan Magna, indican que es un equivalente lateral de la parte más alta de las "Calizas de Tàrrega": "Calizas de el Talladell" correspondientes a la parte más alta del Oligoceno inferior (Estampiense superior).

Las unidades terciarias más jóvenes están constituidas por las unidades Detríticas inferior y superior, caracterizando un episodio progradante dentro de un sistema de abanicos aluviales de procedencia pirenaica. Estas unidades se corresponden a la Formación Peraltilla y parte de la Formación Sariñena (CRUSAFONT *et al.* 1966).

Los depósitos cuaternarios se encuentran muy bien representados en la hoja y están formados por diferentes niveles de terrazas, en los corredores de los dos ríos principales y, al oeste del Noguera Ribagorzana, por glacis de diferentes generaciones y depósitos coluviales, así como por los depósitos aluviales recientes.

Entre los trabajos previos relativos a la cartografía geológica de la Cuenca endorreica del Ebro cabe citar a los de RIBA (1955 y 1961) para el sector occidental de la Cuenca (Corredor

de la Bureba y subcuencas de Miranda y de Treviño), el de QUIRANTES (1969, publicado en 1978) para el sector central de la Cuenca, los de la J.E.N. (1977) para la mitad septentrional de los sectores central y oriental de la Cuenca, los del IGME (1975, 1985) en las cuencas lignitíferas de Calaf y Mequinenza, el de la J.E.N. (1979-81) para el sector sur-oriental. Trabajos posteriores IGME (1981) y ENRESA (1989) representaron, desde la perspectiva que nos ocupa, reelaboraciones de las cartografías geológicas anteriormente citadas, con aplicación de nuevos criterios cartográficos pero sin un trabajo de campo considerable, o bien, en otros casos aportaciones cartográficas importantes de áreas (lacustres) más localizadas (IGME, 1975, 1976, 1985, 1986, 1987; ENADIMSA, 1984). Por el contrario las hojas MAGNA elaboradas con posterioridad a las hojas piloto, especialmente las de Cataluña (Pons, Cardona, Puigreig, Calaf) constituyen valiosas aportaciones al conocimiento estratigráfico y sedimentológico de sus materiales.

Entre los estudios paleontológicos de vertebrados de la Cuenca del Ebro, aparte de los trabajos clásicos exhaustivamente recogidos en CUENCA *et al.* (1992), cabe citar como trabajos más recientes que suponen un gran avance en la datación de las series y el establecimiento de la bioestratigrafía, los siguientes: ANADÓN *et al.* (1987), AZANZA *et al.* (1988), AGUSTÍ *et al.* (1988), ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1990), CUENCA *et al.* (1989) y CUENCA (1991 a y b).

1. **ESTRATIGRAFIA**

La Cuenca del Ebro se configura como una cuenca tardía de antepaís, relacionada con la evolución del Orógeno Pirenaico (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986), actuando el borde septentrional como margen de cuenca tectónicamente activo.

Durante el Terciario en el orógeno pirenaico tiene lugar el emplazamiento hacia el sur de varias unidades alóctonas (SEGURET, 1972; MUÑOZ *et al.* 1986, entre otros) que condicionaron la evolución de los sucesivos surcos sedimentarlos, adquiriendo la cuenca su identidad estructural durante el Oligoceno, en relación con las fases tardías de emplazamiento de los mantos pirenaicos.

En consecuencia, la geometría, estructura y relleno sedimentarlo de la cuenca están claramente condicionados por la evolución de la deformación de la cordillera pirenaica.

La hoja de Balaguer se encuadra dentro de los depósitos terciarios de la Depresión del Ebro, en la zona de contacto con el "Cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales", aunque prácticamente no llegan a aflorar materiales pertenecientes a estas escamas, excepción hecha del pequeño afloramiento de Font de Rivera.

Los materiales que afloran en esta hoja pertenecen a dos grupos de características litológicas, estratigráficas, etc., muy diferentes que se agrupan como unidades alóctonas y autóctonas.

Las unidades alóctonas, incluyen depósitos atribuidos al Triásico, depósitos en facies "Garum" y sedimentos de plataforma de edad Eoceno inferior-medio.

Las unidades autóctonas constituyen la casi totalidad de los terrenos aflorantes en la hoja. El conocimiento sobre su edad es bastante impreciso, debido a la ausencia de restos fósiles característicos, por lo que las divisiones realizadas se basan, fundamentalmente, en criterios litológicos, sedimentológicos, etc., habiéndose diferenciado cuatro unidades cartográficas, que de muro a techo se han denominado: Unidad Evaporitica, Unidad Carbonatada, Unidad Detrítica inferior y Unidad Detrítica superior

En cuanto a los depósitos cuaternarios, se han diferenciado los correspondientes a las terrazas de los principales ríos y diversas generaciones de glacis, así como coluviales y los depósitos aluviales recientes.

1.1. UNIDADES ALOCTONAS

Las unidades alóctonas tienen escasa representación en la hoja siendo difícil realizar una caracterización precisa de las mismas, ya que sus afloramientos son muy reducidos y se encuentran fuertemente tectonizados, por lo cual, no se podrá obtener una idea clara sobre sus facies, relación entre ellas, etc., hasta que se realice la hoja contigua de Os de Balaguer (327), donde aparecen bien desarrolladas. No obstante, los datos obtenidos permiten diferenciar cuatro unidades cartográficas que presentan las siguientes características.

1.1.1. **Triásico (Facies Keuper). Yesos y arcillas rojas (0)**

Existen tres pequeños afloramientos de esta unidad, dos de ellos situados en el borde meridional de la Font de Rivera y el tercero desplazado ligeramente al noreste en las proximidades de la Fuente de Cavanilles.

Estos afloramientos están limitados por contactos mecánicos tanto a muro como a techo, por lo que no es posible tener idea, ni de forma aproximada, sobre la potencia de la unidad.

Litológicamente corresponde a yesos y arcillas rojizas con presencia de algunos cuarzos idiomorfos dispersos. No se ha caracterizado la existencia de restos fósiles que permitan un conocimiento preciso de su edad, pero las facies observadas son similares a las facies Keuper descritas a escala regional.

1.1.2. **Paleoceno (Facies Garumniense). Calizas arcillosas y margas grises (1a)**

Esta unidad aflora orlando el vértice de Font de Rivera y presenta un contacto mecánico en la base, apoyándose tanto sobre las facies triásicas como sobre las unidades autóctonas. Su techo es un contacto normal, sobre el que se superponen unidades marinas del Eoceno inferior-medio.

Dada la posición de esta unidad en la hoja, tampoco es posible tener una idea aproximada sobre su espesor.

La litología dominante corresponde a calizas arcillosas y a margas de tonos gris y blanquecino, en las que la petrografía revela la existencia de algunos cristales, probablemente pseudomórficos de yeso, así como restos de moluscos, ostrácodos, Charofitas (tallos y girogonitos), *Rotalina* sp. y *Discorbis* sp .

Las características observadas sugieren un ambiente lacustre continental, perteneciente probablemente a la "facies Garumiense"

1.1.3. **Eoceno inferior-medio. Calizas bioclásticas arenosas y margas grises (1b).**

Esta unidad aflora en la zona de Font de Rivera superpuesta concordantemente sobre la facies Garumniense. No se observa el techo de la unidad al encontrarse erosionado, lo que impide determinar su potencia

Litológicamente corresponde a calizas arenosas y margas grises, que representan una gran variedad de calizas bioclásticas (bioesparudita, biomicrudita, biomicrita arenosa) típicas de facies de plataforma.

Los restos fósiles son muy abundantes, habiéndose determinado: lamelibranquios, equinodermos, briozoos, algas dasicladáceas, algas corallináceas, algas rojas (*Lithothamnium, Archaeolithothamnium* y *Lithophyllum*), gasterópodos, miliólidos, *Alveolina* sp., *Alveolina* G.R. *fusiformis Orbitolites complanatus, Rotalia* sp., *Rotalia* cf. *vitinnotti, Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Distichoplax biserialis*, Sphaerogypsina y Gobligerínidos que permiten asignar una edad Eoceno inferior-medio.

1.1.4. **Conglomerados calcáreos rojos (2)**

Esta unidad presenta afloramientos discontinuos enmascarados por depósitos cuaternarios y está en contacto mecánico con la unidad triásica y con la unidad evaporítica (autóctona), por lo que, dado lo restringido de sus afloramientos, su relación con las unidades infra- y suprayacentes y el desconocimiento de su desarrollo regional, no puede determinarse de qué orden es su potencia.

Litológicamente está formada por un conglomerado calcáreo de tonos rojizos, con matriz arenosa, en el que los fragmentos calizos son de origen diverso, aunque predominan las calizas de la unidad 1b. También se observan algunos cristales idiomorfos de cuarzo y escasos restos de rocas volcánicas.

Los restos fósiles identificados corresponden a una mezcla de faunas continentales (carofitas y gasterópodos) y marinas (rotálidos, alveolínidos, melobesias, miliólidos, orbitolites y globigerínidos), estas últimas claramente resedimentadas de la unidad infrayacente.

Es una unidad depositada en un ambiente continental probablemente de abanico aluvial, ligado al desmantelamiento de los relieves generados por el emplazamiento de las unidades alóctonas pirenaicas.

La edad de esta unidad es difícil de situar con precisión, pero dadas las características indicadas puede situarse como post-Eoceno inferior y pre-Oligoceno inferior, es decir, correspondería probablemente al Eoceno superior.

1.2. UNIDADES AUTOCTONAS

Las unidades autóctonas se encuentran bien representadas, ocupando la casi totalidad de la superficie de la hoja, pudiendo diferenciarse los depósitos terciarios y cuaternarios.

1.2.1. **Terciario**

El Terciario incluye depósitos del Eoceno superior-Oligoceno inferior, llegando hasta el Oligoceno superior, que han sido divididos en cuatro unidades cartografiables, cuyas características principales se exponen a continuación.

1.2.1.1. *Unidad Evaporítica. Yesos, arcillas y margas grises (3)*

Esta unidad corresponde a la denominada "Formación Barbastro" (QUIRANTES, 1969), que aflora en la parte septentrional de la hoja, en el núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer, estructura que se extiende bastantes kilómetros fuera de los límites de la misma.

Está formada fundamentalmente por yesos, entre los que a veces se intercalan lutitas y margas de color gris-verdoso.

Al tratarse de depósitos afectados por el plegamiento y dada su plasticidad, se encuentran muy distorsionados, lo que unido a la elevada tasa de meteorización de estos materiales, que afecta tanto a la estructura y textura como a la composición, dificulta su reconocimiento.

Los niveles yesíferos presentan diversas estructuras, siendo las más frecuentes los yesos nodulares alabastrinos y los yesos megacristalinos.

Los niveles intercalados entre los yesos suelen corresponder a lutitas margosas con estructura masiva y ocasionalmente con aspecto laminado, que resulta de una alternancia de finos niveles micríticos y otros con mayor contenido en detríticos, o también de la alternancia de micrita y yeso, sin descartar la posibilidad, en algunos casos, de un origen algal (Figs. 1 y 2).

La base de la unidad no es accesible, por lo que es difícil asignar una potencia a la misma. Los perfiles estratigráficos realizados alcanzan unos 50-60 m como máximo, debido a la imposibilidad de reconstruir la sucesión estratigráfica, intensamente deformada por procesos tectónicos y halocinéticos. Su espesor real debe ser bastante mayor, como puede deducirse de los datos aportados por sondeos en la zona catalana (Sanaüja, Guissona, etc.) que estiman una potencia de 400 a 750 m, como mínimo.

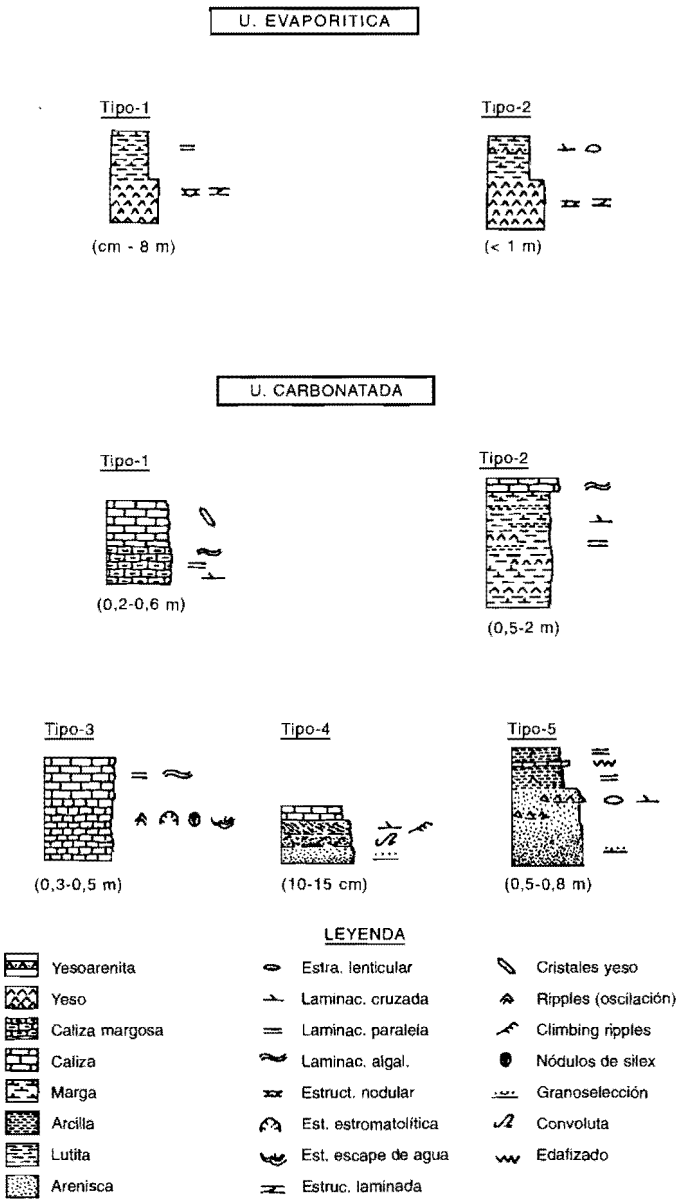


Fig. 1. Secuencias tipo reconocidas en las series de la Unidad Evaporítica y de la Unidad Carbonatada

El techo de la unidad también es difícil de establecer con precisión, ya que pasa hacia arriba sin cambios bruscos hacia facies carbonatadas aunque, en el contacto, destaca la presencia, localmente, de unas facies bastante características que corresponden a calizas de aspecto "brechoide", constituidas por grandes elementos micríticos inmersos en un mosaico de esparita, con zona de recristalización diferencial, frecuentes fisuras, venas y rellenos geopetales. Estas facies se interpretan como el resultado de una etapa de exposición subaérea, en la que podría producirse brechificación y otros rasgos sedimentarios.

La caracterización ambiental de esta unidad es problemática, dada la intensa diagénesis y la existencia de procesos tectónicos y halocinéticos, que han destruido casi toda evidencia de texturas primarias. Unicamente a partir de la asociación de las facies finas (lutitas y margas) intercaladas en los yesos es posible realizar algunas consideraciones sobre el ambiente, ya que estas facies permiten caracterizar áreas marginales de un ambiente lacustre. En consecuencia, los depósitos de la Unidad Evaporítica caracterizan un ambiente lacustre evaporítico salino, en el que predominan facies de *playa-lake*, es decir se trata de una llanura lutítica con lagunas evaporíticas sin influencia marina, en la que son frecuentes las oscilaciones de la lámina de agua.

La edad de esta formación debe precisarse de acuerdo a datos bioestratigráficos y correlaciones estratigráficas a nivel regional. Su base, al este de la hoja, en las localidades donde aflora, tiene un carácter bastante isócrono, situándose sobre las unidades evaporíticas priabonienses de origen marino Fm. Cardona, atribuida al Priaboniense medio-superior (RIBA *et al.,* 1975 a, b)

El techo de esta formación, a nivel regional tiene un carácter diacrónico, siendo su techo progresivamente más moderno de este a oeste como se deduce de sus relaciones estratigráficas con las unidades suprayacentes, apoyada por los escasos datos bioestratigráficos disponibles. En los afloramientos más orientales de esta unidad, fuera del ámbito de la presente hoja, se ha determinado la presencia de esporomorfos en las series de Calaf y Sanaüja, clasificados como: *Schizaeaceae cf. ligodium*, *Pinus* tipo *haploxilon* y *Pinus* tipo *diploxilon*, así como carofitas, que corresponden a: *Nodosochara jorbae* y *Chara* sp. 2 en la serie de Vilanova de l'Aguda, cuya asociación es característica de la biozona local de carofitas PC-I, que corresponde a una edad Priaboniense superior-Estampiense inferior basal (SAEZ, 1987). En las proximidades de Peraltilla, al oeste de Barbastro, en la unidad suprayacente (Calizas de Peraltilla) ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1987) describen una fauna de micromamíferos similar a la del yacimiento de Montalbán, de edad Estampiense superior.

Este carácter diacrónico del techo de la unidad se pone de manifiesto en la cartografía geológica de las hojas de Agramunt (GIL *et al.*, en prensa), Tárrega (SOLÀ *et al.*, en prensa) y Guissona (COSTA *et al.*, en prensa) en las que puede observarse que la unidad calcárea inmediatamente suprayacente aquí a los yesos de Barbastro (Calizas de Peraltilla) equivale lateralmente hacia el este al techo de las Calizas de Tárrega, que se sitúan en el sector oriental muy por encima estratigráficamente del techo de los yesos de Barbastro.

1.2.1.2. *Unidad Carbonatada*

Esta unidad corresponde al nivel de calizas lacustres que se encuentra entre la unidad evaporítica y la Formación Peraltilla, descrito por LARRAGAN (1949) y GARRIDO (1972).

Esta unidad se apoya sobre la Unidad Evaporítica constituyendo un afloramiento de gran continuidad lateral, que se extiende a todo lo largo del flanco sur del anticlinal de Barbastro-Balaguer, que se ha separado como la unidad cartográfica 4. En el borde NE de la hoja se localizan otros afloramientos compuestos por areniscas carbonatadas, que se interpretan como equivalentes laterales de la unidad anterior y se agrupan en la unidad cartográfica 5.

1.2.1.2.1. Calizas y margas grises con niveles de sílex (4)

Esta unidad está formada fundamentalmente por calizas estratificadas en niveles centi- y decimétricos, entre los que se intercalan lutitas arcillosas y margas, así como niveles de sílex, reconociéndose en la base y techo de la unidad una mayor proporción de componentes detríticos, que dan lugar a la intercalación de finos niveles de arenisca.

La unidad aparece bien representada en la serie de Castelló de Farfanya, donde se reconoce una fina alternancia de niveles de yesos y carbonatos en la base, apoyada sobre calizas de aspecto "brechoide", con clastos de varios centímetros y cemento yesífero, que presenta abundantes cortezas fibrosas que tapizan masas de caliza mesocristalina. Encima se sitúa un tramo de serie dominantemente carbonatada, que constituye la casi totalidad de la unidad, formada por secuencias hasta de orden métrico con términos calizos (micritas fosilíferas y biomicritas) con abundantes restos de ostrácodos y caráceas, e intercalaciones lutítico-arcillosas. Es frecuente la existencia de laminación (probablemente de origen algal), *ripples* de oscilación, algunas estructuras de escape de fluidos y la presencia de niveles, más o menos continuos, de nódulos de sílex (Fig. 1).

En la parte superior se intercala un nivel de gran continuidad lateral, aunque no suele sobrepasar el metro de espesor, formado por litarenitas calcáreas, con cuarzo, feldespato y biotita fundamentalmente, que presenta laminación cruzada y convoluta, así como *microslumps* y constituye un buen nivel de referencia.

La potencia de la unidad disminuye hacia el oeste, desde casi 80 m en Castelló de Farfanya hasta cerca de 50 m en Alguerri y Alfarrás (Fig. 2).

La edad de esta unidad puede precisarse como Estampiense superior (parte alta del Oligoceno inferior), de acuerdo con los datos bioestratigráficos disponibles hasta la fecha: ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1987, 1990) citan una fauna de micromamíferos de edad Estampiense superior (zona de EA *Theridomys major,* MP 23) en el yacimiento de Peraltilla, situado en esta misma unidad al oeste de Barbastro; REILLE (1967) describe una flora de caráceas del Oligoceno inferior. Estos datos concuerdan perfectamente con la correlación cartográfica de esta unidad, puesta de manifiesto durante la realización de las hojas de Tàrrega y Agramunt dentro del Plan Magna, con la parte más alta de las calizas de Tàrrega, datadas en el yacimiento de micromamíferos de El Talladell también como Estampiense superior.

Aunque se observan facies de exposición subaérea en el contacto con la unidad infrayacente, la evolución de la secuencia sedimentaria no apoya la existencia de una probable discontinuidad entre ambas tal como indicara GARRIDO (1973).

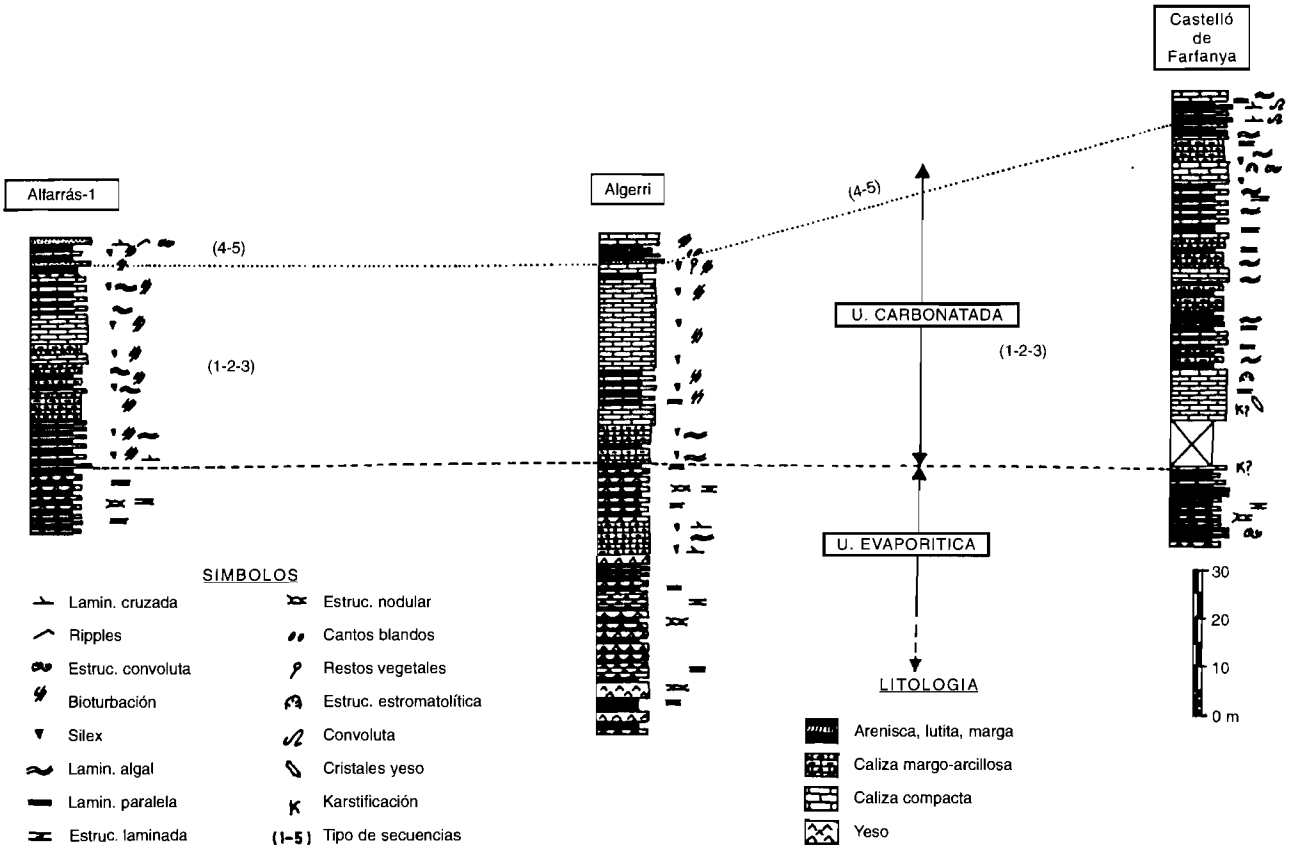


Fig. 2. Correlación de columnas estratigráficas de la parte superior de la Unidad Evaporítica y de la Unidad Carbonatada, levantadas en el flanco meridional del Anticlinal de Barbastro.

Los depósitos de la Unidad Carbonatada corresponden a un ambiente lacustre carbonatado somero, que representa facies distales de abanicos aluviales de procedencia pirenaica, en los que su posición respecto a la Unidad Evaporítica, sugiere un desplazamiento del depocentro hacia el sur.

La sedimentación, gradualmente, da lugar a una repartición de facies cada vez más homogénea en todo el área; al ascender en la serie y hacia la parte final se desarrolla un ambiente lacustre-palustre, siendo frecuentes las fluctuaciones del nivel del lago (expansiones y retracciones), como denota la presencia común de secuencias de somerización, que en última instancia podrían atribuirse a variaciones climáticas de período largo.

1.2.1.2.2. Areniscas carbonatadas y arcillas rojas (5)

Al norte del Barranco del Masip, en el ángulo noreste de la hoja, aparecen unos depósitos constituidos por areniscas carbonatadas y arcillas rojas, que forman un pequeño anticlinal de orientación E-O, cuyo extremo occidental se encuentra fallado.

Estos materiales se apoyan sobre la Unidad Evaporítica y no presentan buenos afloramientos para su estudio, por lo que es difícil su caracterización detallada. No obstante, dada su posición y facies se han asignado a la Unidad Carbonatada, representando términos ligeramente más septentrionales.

1.2.1.3. *Unidad Detrítica inferior. Areniscas ocres y rojas con calizas grises y arcillas (6)*

Esta unidad aflora bien en la parte septentrional de la hoja apoyada sobre la Unidad Carbonatada, dando una orla a lo largo del flanco meridional del anticlinal de Barbastro-Balaguer.

Forma parte de la Formación Peraltilla definida por QUIRANTES (1969) y estudiada por, MACIAS *et al.* (1986-87) y SAEZ (1987), entre otros, que forma una extensa franja situada al sur de las Sierras Marginales.

Está formada por una alternancia de areniscas, limos y arcillas entre los que se intercalan niveles carbonáticos que prácticamente desaparecen hacia el techo de la unidad (Fig.3).

La potencia medida en las series de Alfarrás y Castelló de Farfanya, donde se corta completa, es próxima a 130 m (Fig. 3).

Las areniscas se presentan formando cuerpos canalizados o capas arenosas, cuya posición en las secuencias es diferente, ya que mientras los cuerpos canalizados se sitúan en la base, las capas arenosas se desarrollan en la arte alta.

Los cuerpos canalizados suelen presentarse aislados dando por lo general pequeños resaltes que destacan en el terreno, con geometría cóncava en la base y techo plano así como una

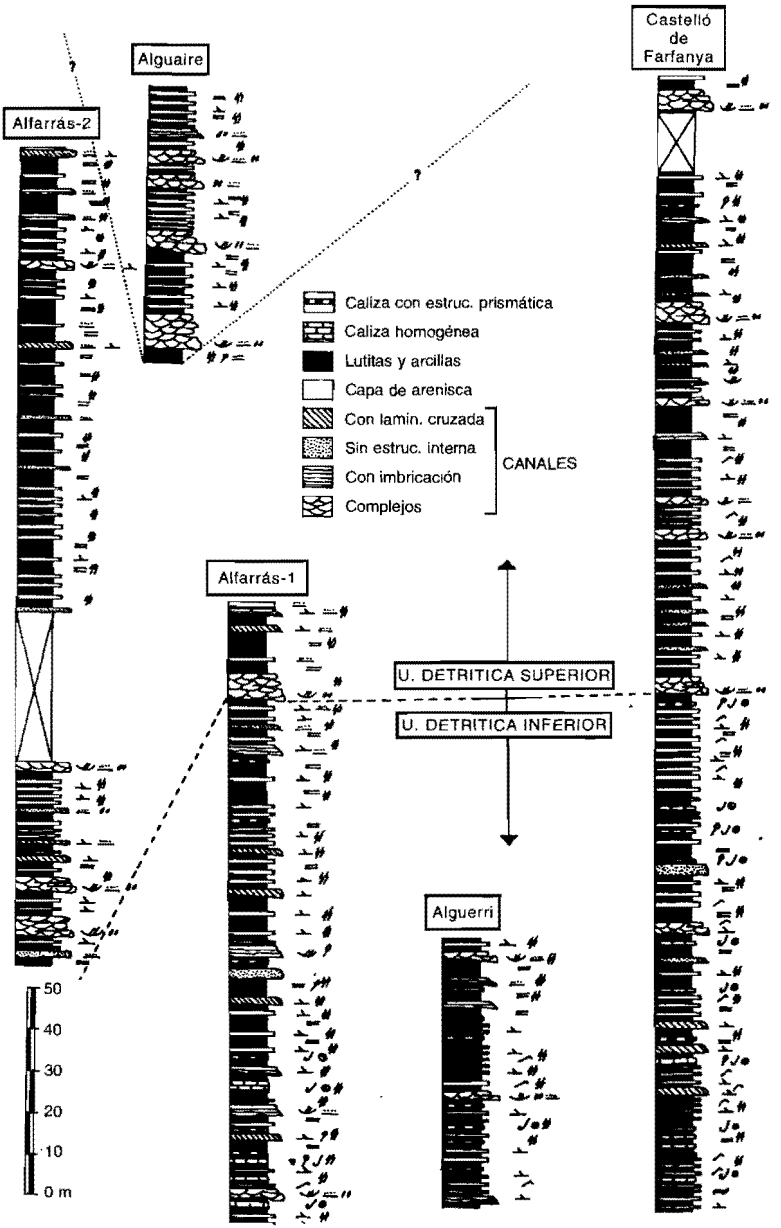


Fig. 3. Correlación de columnas estratigráficas de la Unidad Detrítica Inferior y de la parte baja de la Unidad Detrítica Superior.

estructuración interna que permite diferenciar varios tipos de paleocanales: Complejos, con espesores de entre 2 y 6 m. muestran numerosas superficies de reactivación interna que indican etapas sucesivas de erosión y relleno; incluyen niveles de conglomerados. Imbricados, con potencias de entre 1 y 2 m. muestran incisiones internas múltiples. Simples, tienen un espesor inferior a 1 m. y pueden presentar laminación cruzada producida por *climbing ripples* o ser masivos.

Las capas de arenisca tienen espesores centimétricos (5-40 cm) y se presentan como capas individuales, amalgamadas o alternando con limos y arcillas. Están formadas por areniscas de grano fino y es frecuente la presencia de láminación cruzada y rasgos de hidromorfismo, con existencia local de laminación paralela, estructuras de escape de agua y galerías de bioturbación (*burrows*) horizontales. Por lo general corresponden a depósitos de desbordamiento de los canales, tanto lateral como en la desembocadura de los mismos, por efecto de la desaceleración de corrientes tractivas al dejar de estar confinadas.

Los limos y arcillas Intercalados presentan aspecto masivo y en ocasiones laminación paralela. Son frecuentes los rasgos de hidromorfismo. Estos depósitos suelen representar facies de inundación.

Por último, los niveles carbonáticos quedan restringidos a la parte superior de algunas secuencias, con espesores que varían de 3 cm hasta casi 2 m. Están formados por calizas homogéneas o calizas con estructura prismática.

Las calizas homogéneas presentan límites muy planos y restos de ostrácodos, gasterópodos y caráceas (micritas fosilíferas y biomicritas), dando lugar a niveles de bastante continuidad lateral que representan facies lacustres, en las que, en ocasiones, se aprecia marmorización, relacionada probablemente con etapas de desecación del lago.

Las calizas con estructura prismática son de menor espesor y continuidad lateral, presentando frecuentemente huellas de raíces. Corresponden a diferentes tipos de micritas que se interpretan como facies más marginales (lacustres-palustres).

Las litologías y estructuras indicadas permiten caracterizar una serie de facies, cuya asociación da lugar a secuencias positivas que varían lateral y verticalmente, caracterizando la evolución y modelo sedimentario de esta unidad (ver informes complementarios) (Fig. 4).

Entre los restos fósiles recogidos en esta unidad se han podido determinar:

Candona sp.
Eocytheropteron sp.
Lineocypris sp.
Darwinula aff. *stevensoni* (BRADY y ROBERTSON)
Ilyocypris BOEHLI TRIEBEL
Cytherelloidea praesulcata (LIENENKL)
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L. y N.GRAMB)
Chara microcera GRAMB y PAUL

Rhabdochara major GRAMB y PAUL
Spaerochara sp.
Chara cf. *subcylindrica* REID y GROVES
Gasterópodos lacustres *(Bythinia) (Lymnaea)*

No existen datos directos acerca de la edad de esta unidad, pero puede acotarse como Estampiense superior-Chattiense por la edad de las formaciones infra- y suprayacentes.

Los depósitos de la Unidad Detrítica inferior corresponden a una franja del frente distal de abanicos aluviales de procedencia pirenaica, en la que se relacionan espacial y temporalmente los sistemas de canales, los lóbulos distales de los canales (capas de arenisca), los sedimentos lacustres y palustres (facies carbonáticas) y los depósitos producidos por desbordamiento e inundación de la llanura aluvial.

La distribución vertical de secuencias indica cierta estabilidad del nivel de base en la zona, observándose pequeñas progradaciones de los sistemas fluviales. otras variaciones se interpretan como resultado de la dinámica fluvial, en relación con el relleno y abandono de canales, desplazamiento lateral de los mismos y del nivel de base local, por acumulación de sedimentos, avulsión, etc.

1.2.1.4. *Unidad Detrítica superior (7 y 8)*

Esta unidad aflora adosada a la infrayacente (Unidad Detrítica inferior) extendiéndose hacia el sur, aunque por lo general, se encuentra enmascarada por depósitos cuaternarios que impiden su reconocimiento completo.

Corresponde a la parte superior de la Formación Peraltilla y la parte inferior de la unidad Sariñena (QUIRANTES, 1969); su parte inferior equivale, más concretamente, a lo que MACIAS *et al.* (1986-87) denominan "asociación litológica 7" y SAEZ (1987) define como "tramo superior". No han podido distinguirse cartográficamente las formaciones Peraltilla y Sariñena debido al extenso recubrimiento cuaternario.

Está formada por conglomerados, areniscas, limos y arcillas que se ordenan en secuencias positivas de características muy semejantes a las de la Unidad Detrítica inferior, aunque de mayor desarrollo y prácticamente sin presencia de facies calcáreas.

A nivel cartográfico se han diferenciado barras y canales arenosos y conglomeráticos (7), que dan resalte topográfico y son representables en el mapa y otros niveles de areniscas, limos y arcillas (8), que constituyen la mayor parte de la unidad.

Los niveles de conglomerados y areniscas gruesas presentan abundantes extraclastos (rocas metamórficas, calizas mesozoicas y/o paleocenas, etc.) que indican su procedencia pirenaica. Destaca la gran abundancia de biotita, que se observa tanto en fragmentos de rocas como sueltas, pudiendo apreciar todos los estados intermedios entre biotitas sin alterar y biotitas totalmente cloritizadas.

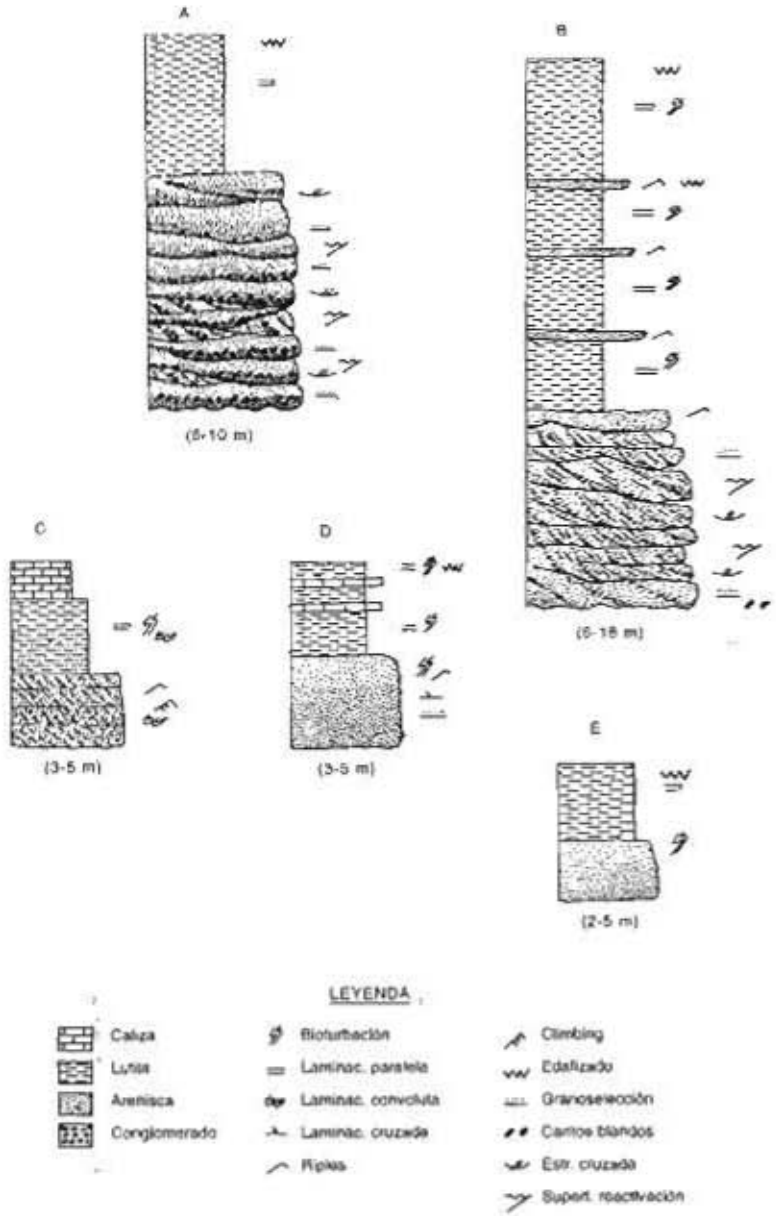


Fig. 4. Secuencias tipo reconocidas en las series de las Unidades Detríticas.

Rhabdochara major GRAMB y PAUL
Spaerochara sp.
Chara cf. *subcylindrica* REID y GROVES
Gasterópodos lacustres *(Bythinia) (Lymnaea)*

No existen datos directos acerca de la edad de esta unidad, pero puede acotarse como Estampiense superior-Chattiense por la edad de las formaciones infra- y suprayacentes.

Los depósitos de la Unidad Detrítica inferior corresponden a una franja del frente distal de abanicos aluviales de procedencia pirenaica, en la que se relacionan espacial y temporalmente los sistemas de canales, los lóbulos distales de los canales (capas de arenisca), los sedimentos lacustres y palustres (facies carbonáticas) y los depósitos producidos por desbordamiento e inundación de la llanura aluvial.

La distribución vertical de secuencias indica cierta estabilidad del nivel de base en la zona, observándose pequeñas progradaciones de los sistemas fluviales. otras variaciones se interpretan como resultado de la dinámica fluvial, en relación con el relleno y abandono de canales, desplazamiento lateral de los mismos y del nivel de base local, por acumulación de sedimentos, avulsión, etc.

1.2.1.4. *Unidad Detrítica superior (7 y 8)*

Esta unidad aflora adosada a la infrayacente (Unidad Detrítica inferior) extendiéndose hacia el sur, aunque por lo general, se encuentra enmascarada por depósitos cuaternarios que impiden su reconocimiento completo.

Corresponde a la parte superior de la Formación Peraltilla y la parte inferior de la unidad Sariñena (QUIRANTES, 1969); su parte inferior equivale, más concretamente, a lo que MACIAS *et al.* (1986-87) denominan "asociación litológica 7" y SAEZ (1987) define como "tramo superior". No han podido distinguirse cartográficamente las formaciones Peraltilla y Sariñena debido al extenso recubrimiento cuaternario.

Está formada por conglomerados, areniscas, limos y arcillas que se ordenan en secuencias positivas de características muy semejantes a las de la Unidad Detrítica inferior, aunque de mayor desarrollo y prácticamente sin presencia de facies calcáreas.

A nivel cartográfico se han diferenciado barras y canales arenosos y conglomeráticos (7), que dan resalte topográfico y son representables en el mapa y otros niveles de areniscas, limos y arcillas (8), que constituyen la mayor parte de la unidad.

Los niveles de conglomerados y areniscas gruesas presentan abundantes extraclastos (rocas metamórficas, calizas mesozoicas y/o paleocenas, etc.) que indican su procedencia pirenaica. Destaca la gran abundancia de biotita, que se observa tanto en fragmentos de rocas como sueltas, pudiendo apreciar todos los estados intermedios entre biotitas sin alterar y biotitas totalmente cloritizadas.

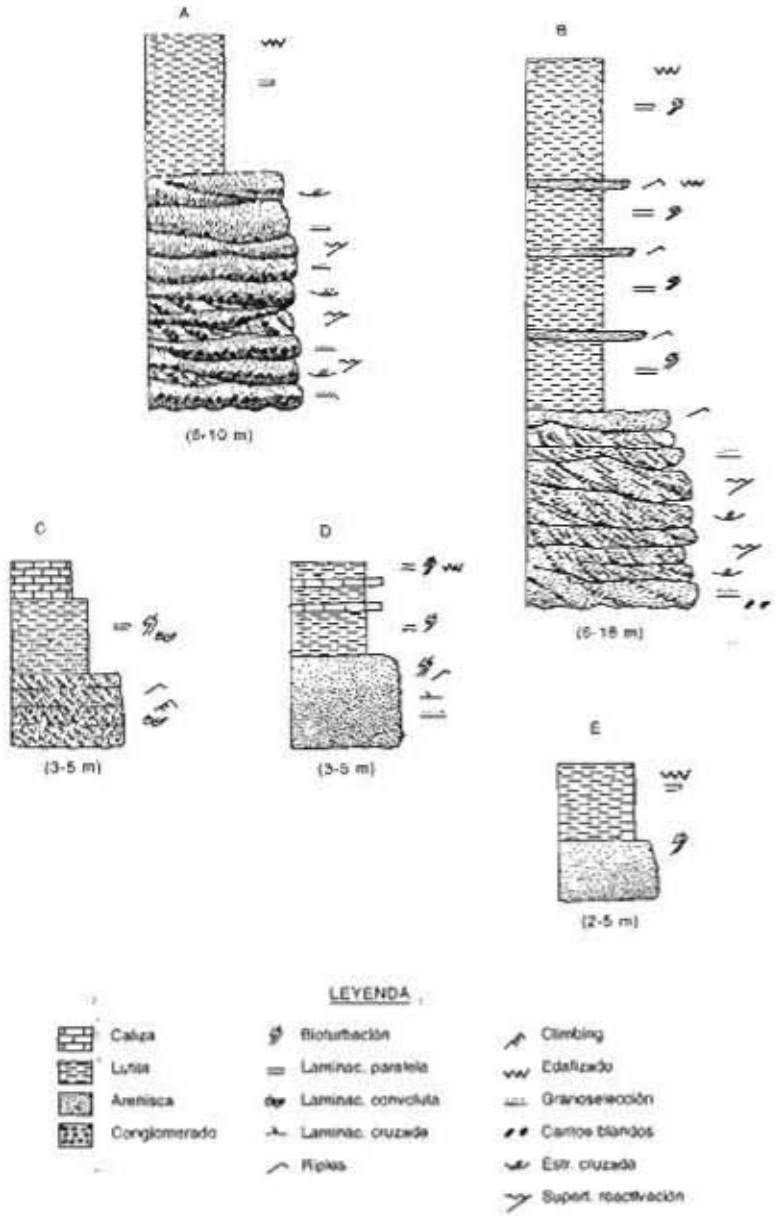


Fig. 4. Secuencias tipo reconocidas en las series de las Unidades Detríticas.

Los conglomerados son clasto-soportados en la parte basal de las secuencias, con cantos de cuarcita, arenisca y caliza, de subredondeados a redondeados, mientras que hacia la parte superior pasan a matriz-soportados, con matriz areniscosa y microconglomerática. Aparecen bien desarrollados en la esquina SE de la hoja, mientras que en el resto sólo están presentes de forma esporádica, como depósitos de fondo de canal o constituyendo *sets* y *cosets* complejos de estratificación cruzada dentro de los paleocanales.

Las facies de las partes superiores de los canales presentan las mismas características, pero con menor tamaño medio.

La parte superior de las secuencias suele estar representada por litarenitas calcáreas, con concentraciones diferenciales de óxidos de hierro (rasgos hidromórficos) y en ocasiones, niveles de micritas arenosas con marmorización (rasgos calcimorfos), en las que de forma esporádica pueden identificarse laminaciones, posiblemente de origen orgánico

El espesor de esta unidad es difícil de calcular; su potencia mínima reconocida en las proximidades del Anticlinal de Barbastro es de 250 m, siendo difícil evaluar su potencia total dado el intenso recubrimiento cuaternario de la mitad meridional de la hoja.

Entre los restos fósiles recogidos en esta unidad se ha podido identificar:

Gasterópodos lacustres (*Lymnaea*)
Candona sp.
Cypridopsis sp.
Darwinula aff. *stevensoni* (BRADY y ROBERTSON)
Eocytheropteron sp.
Nitellopsis (Tectochara) meriani (L. y N. GRAMB)
Chara microcera GRAMB y PAUL
Hornichara lagenalis (STRAUB)
Chara brongniarti AL. BRAUN EX UNGER
Chara molásica STRAUB
Stephanochara cf. CAVELIERI RIVELINE
Rhabdochara cf. *major* GRAMB y PAUL
Sphaerochara hermeri (RASKY) MÄDLER var. longiuscula GRAMB y PAUL
Sphaerochara cf. *inconspicua* (AL. BRAUN EX UNGER) FEIST-CASTEL

Su edad no se conoce directamente, pero puede acotarse entre el Estampiense superior, edad de la infrayacente Unidad Carbonatada y Aquitaniense basal que es la edad del yacimiento de Santa Cilia (CRUSAFONT *et al.*, 1966) situado en la parte media-baja de la Formación Sariñena.

Los depósitos de la Unidad Detrítica superior representan un cambio en las pautas de la sedimentación, instalándose canales de mayor energía dentro de abanicos aluviales de procedencia pirenaica, lo que permite reconocer facies ligeramente más proximales que las observadas en la Unidad Detrítica inferior. Es decir, la Unidad Detrítica superior representa una progradación hacia el sur de los sistemas deposicionales, que sugiere el levantamiento

del borde septentrional de la cuenca y el consiguiente desplazamiento del depocentro hacia zonas más meridionales.

1.2.1.5. *Conglomerados poligénicos y limos ocres. Plio-Pleistoceno (9)*

Esta unidad se superpone de forma discordante sobre las unidades infrayacentes. Corresponde al "Nivel Pliocuaternario de la Sierra Larga" descrito por PEÑA MONNE (1983). Sus afloramientos se localizan únicamente en la parte alta de la Sierra Larga. Están compuestos por conglomerados y gravas de cantos redondeados, clasto-soportados, con matriz arenosa, los cantos son de litologías procedentes de la zona axial pirenaica: fragmentos de rocas paleozoicas y también clastos de calizas mesozoicas. En otras áreas presentan una litología de grano más fino: limos de color ocre. Estos depósitos se encuentran deformados por la halocinesis de los yesos infrayacentes, quedando preservados en bolsadas y depresiones, presentan fracturas y abombamientos, tienen buzamientos elevados y, al este de Algerri, se presentan incluso plegados en una estructura anticlinal.

Estos materiales tienen características de depósitos fluviales y corresponden a los primeros depósitos de la actual fase de drenaje exorreico hacia el Mediterráneo de la cuenca del Ebro, en una etapa en la que la red fluvial no estaba definida. Representan depósitos de un amplio piedemonte, previo a la incisión de la red fluvial, que ha quedado preservado únicamente en los interfluvios.

No se tiene ningún dato directo de su edad, pero por suposición culminante sobre todos los depósitos cuaternarios y su semejanza con otras formaciones peninsulares bien datadas puede considerarse una posible edad pliocuaternaria y Pleistoceno inferior.

1.2.2. **Cuaternario**

1.2.2.1. *Pleistoceno (10 a 18)*

A esta edad se han atribuido los depósitos de terrazas altas y medias, y los glacis de las dos primeras generaciones.

a) Terrazas (10 a 14, 16 y 17)

Son depósitos de cantos poligénicos redondeados, la mayoría de rocas paleozoicas, con una matriz arenoso-limosa que corresponden a las terrazas de cotas 170 (10), 160 (11), 140 (12), 85-90 (13), 55-60 (14) 40 (16) y 25-30 (17) .

b) Glacis (15 y 18)

Están constituidos por cantos, gravas, arenas y limos con predominio de los de origen Terciario. La primera generación (15) se correlaciona con la terraza de 55-60 m y la segunda (18) con la de los 25-30.

1.2.2.2. *Holoceno (19 a 23)*

En este apartado se incluyen los depósitos de las terrazas de 10 m (19) y la de 5 junto con el cauce actual (21), además de los glacis de la tercera (20) y cuarta (22) generaciones y los depósitos coluviales (23).

2. **TECTONICA**

2.1. MARCO TECTONICO REGIONAL

La hoja de Balaguer (359) se encuentra situada en el sector oriental de la Cuenca del Ebro, al oeste de la Depresión Central Catalana, incluyendo también en su sector más septentrional un pequeño afloramiento de las unidades alóctonas más meridionales del orógeno pirenaico, correspondientes a las Sierras Marginales.

La Cuenca del Ebro, en sentido tectónico, corresponde fundamentalmente a la cuenca de antepaís de la Cordillera Pirenaica. En superficie sus límites están marcados por esta cadena, la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana, y en subsuelo su extensión es mayor, ya que está recubierta parcialmente por el Pirineo y su prolongación occidental, la Cordillera Cantábrica y por parte de la Cordillera Ibérica. De estos orógenos son los Pirineos los que han ejercido una mayor influencia en la génesis y evolución de la cuenca de antepaís.

El sustrato de la Cuenca del Ebro está constituido por un zócalo paleozoico sobre el que se dispone una cobertera mesozoica incompleta, con predominio de los materiales triásicos y jurásicos, ocupando los materiales más modernos la posición más meridional. Los mapas de isobatas de la base del terciario (RIBA *et al.*, 1983) muestran una inclinación general de la superficie superior del sustrato pre-cenozoico hacia el norte (Pirineos), llegando a alcanzar profundidades superiores a 3500 m bajo el nivel del mar en su sector septentrional (más de 5000 m en La Rioja alavesa), mientras la parte meridional se mantiene siempre a menos de 1000 m.

La edad del relleno sedimentario muestra una pauta clara: los depósitos más antiguos se ubican en los sectores septentrional y oriental y los más modernos en las áreas meridionales y orientales. Esto es un reflejo de la evolución de la deformación en el orógeno, hacia el antepaís y progresivamente más moderna de este a oeste. Así, es en La Rioja donde se registra la actividad compresiva más moderna, Mioceno medio en las Sierras de Cameros y Demanda y Vindoboniense en la Sierra de Cantabria, mientras que en esa misma época los Catalánides se encuentran sometidos a un régimen distensivo dominante.

El estudio de superficie de la Cuenca del Ebro muestra una estructura geológica muy sencilla, con capas subhorizontales o con buzamientos muy suaves en la mayor parte de la cuenca, excepción hecha de aquellas áreas próximas a las cadenas colindantes. Las deformaciones más abundantes en la cuenca están ligadas a fenómenos halocinéticos. Sin embargo, la cartografía de detalle pone de manifiesto la existencia de estructuras que, si bien no suelen ser deformaciones de gran intensidad, sí presentan cierta continuidad lateral que refleja la presencia de direcciones paralelas a las estructuras ibéricas a lo largo de prácticamente la totalidad de la cuenca, así como otras de orientación NNE a NE, más difíciles de detectar. Estas direcciones preferentes también se manifiestan en los lineamientos detectados con

imágenes de satélite y parecen ser reflejo en superficie de estructuras mayores que en algunos casos llegan a afectar al sustrato, como ponen de relieve los hasta el momento no muy abundantes datos de subsuelo.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La hoja de Balaguer puede ser dividida en dos dominios estructurales: el sector septentrional, que corresponde a una zona con cabalgamientos y estructuras de plegamiento enérgicas; y el meridional, más extenso, que presenta sus materiales en disposición subhorizontal y con escasas deformaciones. En el sector septentrional se distingue una pequeña unidad alóctona en el entorno del vértice "Font de Rivera".

Unidades alóctonas

Sobre los yesos de la Fm. Barbastro al oeste de Castelló de Farfanya se encuentra el afloramiento alóctono más meridional del frente de las Sierras Marginales Pirenaicas (vértice "Font de Rivera"). Se trata de una serie de pequeñas escamas cabalgantes imbricadas, con vergencia dominante al sur, que involucran materiales yesíferos del Keuper, calizas y margas del Eoceno inferior y medio, y conglomerados calcáreos del Terciario continental.

Anticlinal de Barbastro-Balaguer

La estructura anticlinal presente en la hoja representa un segmento del Anticlinal de Barbastro-Balaguer. Este accidente tiene una orientación ONO-ESE y se extiende desde las inmediaciones de Peraltilla (Huesca) hasta Ponts (Lleida) en unos 150 Km de longitud. Su traza cartográfica describe una forma suavemente arqueada, bordeando la zona de cabalgamientos surpirenaicos más meridionales y presenta de 1 a 5 Km de anchura, descubriendo un núcleo evaporítico constituido por la "Formación Yesos de Barbastro". Esta formación probablemente se superpone a la Formación evaporítica de Cardona y ésta, caso de estar presente aquí, sobre las "Margas de Igualada" (FERRER *et al.*, 1968) y es cubierta por las formaciones molásicas oligocenas de "Peraltilla" y "Sariñena" (QUIRANTES, 1969), en paso lateral hacia el este a la "Molasas de Solsona". En la hoja de Balaguer aflora básicamente parte del flanco sur de este anticlinal.

En el flanco meridional del pliegue el buzamiento hacia el sur de las unidades suprayacentes se reduce rápidamente pasando a una posición subhorizontal en un espacio de 2 a 3 Km.

El eje de la estructura anticlinal se encuentra muy próximo al flanco sur. La dirección del eje describe una inflexión en las proximidades de Castelló de Farfanya, que hace variar su orientación de ONO-ESE a ENE-OSO, para recuperarla cerca de Gerb. Cuando la estructura anticlinal cruza el río Segre hacia el este, se bifurca, guardando ambas ramas direcciones similares a la anterior. La rama meridional constituye el anticlinal de Agramunt y la septentrional atraviesa la población de Cubells.

Los yesos de la Fm. Barbastro que ocupan el núcleo anticlinal se presentan muy deformados, estructurándose en pliegues métricos a decamétricos apretados y frecuentemente distorsionados, así como numerosos cizallamientos. Las capas tienen un rumbo paralelo respecto a la traza anticlinal, con raras excepciones, y generalmente todos los pliegues son vergentes al sur.

El anticlinal de Barbastro-Balaguer delimita la zona de cobertera cabalgante y representa el frente de cabalgamiento más meridional de la zona surpirenaica (MARTINEZ PEÑA y POCOVI, 1988). Según estos mismos autores la superficie de cabalgamiento emerge al oeste de la hoja en San Esteban de Litera, mientras que en otras áreas no aflora quedando como un cabalgamiento ciego. La superficie de despegue, según las reconstrucciones geométricas realizadas por MARTINEZ PEÑA y POCOVI (*op. cit.*) se sitúa en la base de los yesos de Barbastro mientras que, por debajo, los materiales marinos del Eoceno permanecen horizontales. El plano de cabalgamiento continúa a techo del Eoceno marino, constituido por las "Margas de Igualada" (FERRER *et al.*, 1968), en un extenso rellano (*flat*) hasta entroncarse en el norte con el cabalgamiento del Montsec-Sierras Marginales.

En el núcleo del anticlinal de Barbastro hay un engrosamiento anormal de la serie evaporítica. Este hecho puede interpretarse como un pliegue formado por *buckling* sobre una superficie de despegue con un engrosamiento diapírico en el núcleo, o debido a una imbricación de cabalgamientos generando una estructura *duplex*, debido al acortamiento que han sufrido; así parece sugerirlo tanto la disposición vergente al sur de las capas yesíferas como el adosamiento del eje anticlinal al flanco meridional.

Aunque en el entorno de la hoja el estilo tectónico predominante es el de plegamiento, aparece deformación frágil en el seno del núcleo anticlinal. Al norte de Balaguer se han reconocido fallas paralelas de orientación NO-SE que afectan a los yesos, precisamente en un área donde la halocinesis ha jugado un papel relevante, deformando intensamente un depósito culminante cuaternario. No ha podido determinarse de manera concluyente el movimiento que han sufrido estas fracturas, aunque una de ellas ha manifestado un movimiento dextro, al desplazar una estructura sinclinal en el límite norte de la hoja. Relacionando su orientación y el posible movimiento relativo de estas fallas con la gran fractura de zócalo próxima (Falla del Segre), de carácter senestro y activa en la orogenia alpina, existe coherencia cinemática entre ellas si se les asigna un funcionamiento sincrónico. A menor escala es frecuente observar fracturas inversas de flanco en la serie yesífera, con una orientación paralela al anticlinal bastante constante.

El momento del emplazamiento de las unidades alóctonas meridionales, se sitúa en principio desde el Eoceno medio (VERGES y MUÑOZ, 1990). Los sedimentos suministrados en esta época a la cuenca poseen una clara procedencia de componente norte y a su vez, son progresivamente más proximales, anunciando el acercamiento relativo del área fuente a lo largo de este período. Es durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior cuando en esta área se desencadena una reactivación tectónica que produce el desplazamiento de las unidades cabalgantes más meridionales sobre los materiales continentales autóctonos, ocultándolos y creando en su frente la deformación que constituye el "Anticlinal de Barbastro-Balaguer".

2.3. NEOTECTONICA

Las deformaciones producidas en materiales recientes dignas de ser señaladas en la presente hoja, se encuentran en relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer, concretamente con su núcleo evaporítico.

Este anticlinal se generó durante el Oligoceno y constituye en conjunto una estructura de amortiguamiento, como respuesta al emplazamiento de la Unidad Central Surpirenaica. No obstante, existen pruebas de una actividad posterior. En este sentido, SOLE (1953) cita la existencia al norte de Balaguer de dos terrazas pleistocenas elevadas sobre su nivel de depósito inicial. Estas terrazas, que son las más altas del río Segre, estarían deformadas en igual medida, mientras que las terrazas más modernas no aparecerían afectadas. Atendiendo a esto, el autor interpreta la actuación de un pulso tectónico intracuaternario de edad Postrissiense y Prewürmiense.

Posteriormente CALVET (1980) apunta la existencia de deformaciones en otras terrazas más modernas y orientales, pudiendo haber existido una elevación de las más bajas del orden de 20 m. Por último aparecen deformaciones en forma de anticlinal en depósitos holocenos entre Tamarite y Alcampel (al Oeste de la hoja que nos ocupa) con eje coincidente con el del de Barbastro-Balaguer.

En las terrazas situadas al norte de Balaguer han podido confirmarse deformaciones; igualmente en la terraza T4 (+ 40 m) del río Noguera Ribagorzana a su paso por Alfarrás, donde puede observarse un abombamiento de gran radio cuando el depósito se sitúa sobre los yesos.

Por otra parte, las mayores deformaciones de materiales recientes se manifiestan en unos depósitos fluviales (conglomerados poligénicos de origen pirenaico y limos), referido en la bibliografía como "Nivel Pliocuaternario de Sierra Larga" (PEÑA MONNE, 1983). Se sitúan en posiciones predominantes del núcleo anticlinal y es posible reconocer basculamientos, buzamientos elevados (incluso invertidos), pliegues en diferentes escalas, abombamientos, fracturas y colapsos. La participación del yeso infrayacente en la creación de tan variada gama de estructuras es decisiva, habiendo tenido los fenómenos halocinéticos una actividad acusada durante el Cuaternario. Sin embargo, la mayoría de las deformaciones poseen una direccionalidad común, coincidente a grandes rasgos con la orientación del anticlinal y la unidad alóctona que se adentra en él. A este respecto, merece la pena destacar que los depósitos fluviales culminantes situados al sur del cabalgamiento, tienen un mayor grado de deformación que el resto, presentándose bandas de cizalla y fallas normales e inversas a diferentes escalas que revelan un claro origen diapírico.

3. **GEOMORFOLOGIA**

3.1. FISIOGRAFIA

La hoja se sitúa en el amplio piedemonte o somontano existente entre las Sierras Exteriores pirenaicas y la llanura o depresión tabular terciaria dominada por el Valle del río Ebro.

El accidente orográfico mayor está constituido por la Sierra Larga, que con cotas entre 400 y 534 m y orientación ONO-ESE recorre el margen septentrional de la hoja. Le sigue en

importancia, y cota 340-390 m, la altiplanicie que se desarrolla con dirección N-S al sur de Alfarrás en la parte occidental. El resto de superficie de la hoja está ocupado por una amplia zona deprimida (200-300 m de cota) que actualmente está recorrida por los ríos Segre y Noguera Ribagorzana que confluyen en forma de y griega al sur de Vilanova de la Barca.

El clima es mediterráneo templado seco, semiárido con una temperatura media anual entre 14 y 15°C y pluviometría entre 400 y 500 mm. El viento dominante, de componente noroeste, es el denominado "cierzo".

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. **Estudio morfoestructural**

3.2.1.1. *Enmarque dentro de los grandes conjuntos regionales*

La hoja se sitúa al sur de las Sierras Prepirenaicas meridionales constituidas por materiales del Mesozoico y Eoceno, involucradas en grandes unidades cabalgantes (Montsec y Gavarnie), o bien en cabalgamientos menores con desplazamientos generalizados hacia el sur. Así se originan accidentes orográficos y estructuras de dirección general ONO-ESE que van a marcar los condicionantes morfoestructurales.

La representación más meridional de la deformación pirenaica sería el anticlinal de Balaguer, prolongación de el de Barbastro, cuyo flanco meridional, con fuertes buzamientos constituye la Sierra Larga. Una disminución muy rápida de los buzamiento hacia el sur de los materiales terciarios de esta Sierra, lleva a la disposición tabular, propia de la parte interna de la Depresión del Ebro, con dominio de las amplias llanuras.

3.2.1.2. *Unidades morfoestructurales de la hoja*

Para el análisis morfoestructural se han distinguido tres unidades con características bien diferenciadas: dos elevadas, Sierra Larga y Altiplanicie de Alfarrás y otra deprimida, Depresión centro-oriental, drenada por los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana.

a) Sierra Larga

Esta unidad morfológica recorre parte septentrional de la hoja de ONO a ESE coincidiendo con una estructura anticlinal. En sus partes más altas, sobre la cota 400, se pueden reconocer depósitos culminantes de carácter fluvial que deben ser el relicto de unas antiguas superficies de arrasamiento.

En su ladera sur tienen su arranque diversos sistemas de glacis que la enlazan con la depresión del Segre y Noguera-Ribagorzana. Tanto estos ríos como el Farfanya y numerosos arroyos muestran fuertes encajamientos e incisiones.

b) Altiplanicie de Alfarrás

Esta unidad se encuentra en la parte occidental de la hoja recorriéndola con cotas entre 300 y 400 m de NNE a SSO. Constituye amplias plataformas con suave pendiente hacia el sur y proyección triangular, cuyo vértice más agudo se encuentra en las proximidades de Alfarrás. Están cubiertas por depósitos fluviales, seguramente pertenecientes a un curso primitivo del Noguera-Ribagorzana, y constituyen la divisoria con la región de la Litera, recorrida por el arroyo de la Clamor (cuenca del Cinca), situada más al oeste. Sus bordes son generalmente escarpados, reconociéndose tanto en la ladera occidental como en la oriental glacis que sirven de conexión con las zonas deprimidas.

c) Depresión centro-oriental

Esta depresión está enmarcada por el norte y el oeste por las dos morfoestructuras anteriormente descritas. Tiene una altura media comprendida entre 200 y 300 m. La recorren dos importantes ríos, el Segre y el Noguera-Ribagorzana, que desarrollan terrazas escalonadas dando valles con perfil en artesa.

En las zonas de interfluvio, debido a una inversión del relieve, orlada generalmente por la terraza de los 55-60 m, se han formado la depresión de Algerri (Mansanera), recorrida por el río Farfanya y el Arroyo de Combalda, y la depresión de Benavent de Lleida (Pla de Lleida).

También se integra en esta depresión la esquina sureste de la hoja, que representa una pequeña porción del Llano de Urgell, que se desarrolla en hojas colindantes y se halla incipientemente drenada por la red que desarrolla el río Corp.

El curso actual del río Segre, de carácter meandriforme, tiene una dirección general NE-SO, con un primer tramo N-S en las proximidades de Balaguer. Su perfil longitudinal arroja una pendiente del 3 por mil, mientras que el perfil transversal del valle responde al modelo de artesa, en el que se ha definido seis terrazas escalonadas, especialmente bien conservadas en su margen derecha.

Referente al río Noguera Ribagorzana, su perfil longitudinal arroja una pendiente del 5 por mil, sensiblemente más alta que la del Segre, y, exceptuando las terrazas superiores, se puede reconocer el mismo escalonamiento que en éste.

3.2.2. **Estudio del modelado**

Como factores morfogenéticos externos más importantes en el modelado de la hoja se encuentran los de carácter fluvial y los poligénicos, teniendo en alguna zona gran importancia la influencia antrópica.

3.2.2.1. *Formas fluviales*

El modelado fluvial está representado fundamentalmente por las formas debidas al encajamiento del río Segre y sus afluentes: por la derecha, el Noguera-Ribagorzana y Farfanya, y

por la izquierda el Corp y el Sió. En este proceso se ha generado una serie de terrazas, de las que se reconocen las cuatro más altas (120, 140, 160 y 170 m), en modo de plataformas, exclusivamente en el Noguera-Ribagorzana, y otra serie de 5, 7-10, 25-30, 40, 55-60 y 85-90 m comunes a este río y al Segre.

Cabe la duda sobre la génesis de los depósitos conglomeráticos que culminan el flanco sur del anticlinal de Balaguer; en un principio se pensó que podría ser poligénica, pero finalmente sus características morfoestructurales han llevado a considerarlos como pertenecientes a las facies más proximales de los abanicos aluviales coalescentes de la primitiva red cuaternaria que drenaría el área pirenaica, y probablemente correlacionables con las terrazas más altas del Noguera-Ribagorzana, "niveles culminantes" de PEÑA y SANCHO (1988). De cualquier forma, la inseguridad de esta correlación ha aconsejado su separación como otra unidad cartográfica.

En cuanto a los depósitos actuales de fondo de valle, se han incluido como tales los de la red fluvial actual, escasamente jerarquizada e incidida, correspondiente a las depresiones de La Litera, Mansanera, Benavent y Llano de Urgell, si bien hay que hacer notar que en ciertos casos puedan tener génesis poligénica y fuerte remodelado antrópico.

Los bordes de las terrazas normalmente son escarpados con acumulación de derrubios en la ladera. También existen formas acumulativas a modo de pequeños abanicos en las desembocaduras de los arroyos más importantes que expanden sus depósitos sobre las terrazas más bajas.

La red fluvial secundaria presenta cauces con escasa o nula incisión. Hay que exceptuar los de la ladera meridional de Sierra Larga, donde se ponen de manifiesto arroyos y torrenteras, frecuentemente acarcavados en su cabecera, y que después de un recorrido más o menos efímero, forman acumulaciones en la salida a las áreas más deprimidas.

3.2.2.2. *Formas Poligénicas*

Se han definido en este apartado cuatro generaciones de glacis que sirven de nexo entre los altorelieves de Sierra Larga, Altiplanice de Alfarrás y otras áreas elevadas de hojas más orientales con la depresión centro-oriental.

La primera generación, que se corresponde con la terraza de los 55-60 m, y la segunda, identificada con la de 25-30, se adosan a las dos primeras áreas, mientras que la tercera generación, correlacionada con la terraza de 10 m, está presente en el límite sureste de la hoja y son glacis que proceden de la Sierra de Almenara, situada en la hoja de Agramunt.

Los glacis más modernos, correspondientes a la cuarta generación, se ubican en los LLanos de Mansanera y Urgell, y por lo general, no presentan incisión por la red de drenaje actual.

A excepción de esta cuarta generación, que generalmente coincide con los fondos de valle actuales, son observables sus contornos escarpados.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se ha estudiado la estratigrafía de los depósitos más generalizados, agrupándose en las siguientes formaciones: terrazas, glacis y coluviales.

3.3.1. **Terrazas**

Terrazas superiores

Las terrazas más altas (170, 160, 140 y 120 m de cota), sólo presentes en el curso del Noguera-Ribagorzana, están constituidas por cantos redondeados de origen paleozoico, permotriásico y terciario en una proporción aproximada de 65-78%, 10-20% y 25-5% respectivamente, con matriz areno-limosa y cemento carbonatado.

El grado de redondeamiento de los cantos es mayor en la terraza de 120 m, mientras que la de 140 m es la que los presenta de mayor tamaño, 42 cm sobre 30-35 cm de media. En cuanto al tamaño medio, de 5 a 7 cm, y el más frecuente, de 2 a 4 cm, son comunes para todas.

Las potencias observadas en los afloramientos estudiados oscilan entre los 2,5 m para la más alta y 7 m para la terraza de 120 m.

Terrazas inferiores

Las terrazas inferiores a 90 m, tanto del Noguera-Ribagorzana como del Segre, están constituidas por depósitos de cantos de redondeados a bien redondeados de procedencia pirenaica, trabados por matriz arenoso-limosa y cemento carbonatado.

En los cortes elegidos para su caracterización se ha determinado una potencia que oscila entre 5 y 8 m.

En referencia a los cantos, se observa mayoría de elementos del Paleozoico y Permotriásico (65-90%) sobre los del Cretácico y Terciario, siendo esta diferencia más acusada en las terrazas del Noguera que en las del Segre. Su tamaño máximo está próximo a los 30 cm para los de origen paleozoico y permotriásico, mientras que se sitúa entre 8 y 15 cm para los del Terciario. El tamaño medio, oscila entre 5 y 10 cm y el más frecuente entre 3 y 5 cm.

En cuanto a sus edades, se han atribuido las terrazas de 5 y 10 m al Holoceno y las superiores al Pleistoceno, considerando los niveles culminantes (terrazas de 120 a 170 y sus posibles correspondientes depósitos aluviales de Sierra Larga) como Pleistoceno inferior y posible Plioceno.

3.3.2. **Glacis**

Después de los depósitos aluviales son los depósitos recientes con más amplitud de afloramiento en la hoja. Son de génesis poligénica y constituyen el enlace entre las elevaciones

de Sierra Larga y Altiplanicie de Alfarrás y las zonas deprimidas dominadas por los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana.

Se han diferenciado cuatro generaciones que se han correlacionado con las terrazas de 60, 25 y 10 m y el cauce actual; están constituidos por paraconglomerados calcáreos de tamaño grava con matriz arenoso-limosa, arenas y limos.

Los cantos, procedentes del Terciario, son de subangulosos a subredondeados, y sólo cuando eventualmente aparecen cantos paleozoicos o permotriásicos heredados de las terrazas próximas, el índice de redondeamiento es alto.

La mejor exposición se encuentra en los escarpes marginales del río Farfanya donde se estima que el glacis disectado tiene una potencia de hasta 5 m, incluidos los 1,5 m superiores que muestran un fuerte encostramiento con niveles de caliches.

3.3.3. **Depósitos coluviales**

Se han cartografiado como depósitos coluviales los que tapizan las vertientes situadas bajo los escarpes más notables de zonas elevadas. En el caso de la hoja se distribuyen ampliamente festoneando los escalonamientos de las terrazas altas y medias.

Litológicamente se trata de depósitos de arcillas y limos que engloban cantos redondeados derivados de las terrazas y subangulosos a subredondeados del Terciario procedentes del escarpe o ladera inmediatos que los genera. En las zonas de máxima acumulación se estima llegan a alcanzar potencias de 3 a 4 m.

3.4. EVOLUCION DINAMICA

Una vez terminadas las fases de depósito miocenas, de carácter endorreico, el establecimiento de la red fluvial del Ebro como sistema de transporte y erosión exorreico hacia el Mediterráneo, constituye el punto de partida de la evolución geomorfológica reciente de la región. Este cambio provocó el inicio del vaciado erosivo en toda la Depresión del Ebro, cuya resultante es la creación de relieves estructurales por modelado diferencial de las distintas litologías que constituyen el substrato en esta zona.

En este contexto tiene lugar el depósito de las "acumulaciones pliocuaternarias" de PEÑA MONNE (1983) con formación de amplios piedemontes que aplanaron y fosilizaron el área deprimida de la Cuenca del Ebro. A este primer periodo deben corresponder los depósitos aislados y deformados sobre el anticlinal de Balaguer, que probablemente tienen su equivalencia en las terrazas más altas del Noguera Ribagorzana, los "niveles culminantes" de PEÑA y SANCHO (1988).

Tras el depósito de estas terrazas (120 a 170 m), de edad Plioceno (?)-Pleistoceno inferior, en que se deduce un cauce del Noguera con dirección NNE-SSO y una confluencia con el Cinca

o el Segre al sur de Lleida, se produce un brusco cambio para adoptar la dirección NO-SE al ser capturado por el Segre al norte de Lleida.

Es en este nuevo encauzamiento del Noguera-Ribagorzana donde aparece la secuencia de terrazas escalonadas de 55-60 y 40 m (Pleistoceno medio), 25 m (Pleistoceno superior) y 10-5 m (Holoceno), claramente correlacionables con las de cota similar desarrolladas en el cauce del Segre.

El encajamiento de la red fluvial debido a los sucesivos cambios del nivel de base, y puesto de manifiesto por la anterior secuencia de terrazas, queda también reflejado en las cuatro generaciones de glacis que se han preservado, correlacionados con las terrazas de 60, 25 y 10 m y el cauce actual.

Por último, hay que hacer notar la notable influencia antrópica en el modelado a causa de la actividad agrícola actual, puesta especialmente de relieve en la depresión de Benavent.

3.5. PROCESOS ACTUALES-SUBACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS

Como principal factor dinámico se ha de considerar el de carácter interno de elevación de la Sierra Larga con pulsaciones en el Oligoceno, Pleistoceno y Holoceno a favor de su núcleo yesífero anticlinal. Ello dará previsiblemente un relieve joven respecto a la llanura meridional, con fuerte tendencia a su denudación.

Los otros factores incidentes en la evolución son la litología y el resto de factores de carácter externo como la climatología y las pendientes.

Respecto al primero se puede considerar un sustrato terciario homogéneo (con excepción de los yesos de la Sierra Larga, ya mencionados) de alternancia de arcillas, limos y arenas, protegido por los restos de terrazas con diferente grado de encalichamiento, cuyos escarpes irán retrocediendo para terminar, a largo plazo, en una superficie de arrasamiento con perfil próximo al actual de los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana con cotas mínimas de 200 m.

Referente a los otros dos factores, se ha supuesto que no se produzcan cambios climáticos o del nivel de base general importantes, imprevisibles, que aceleren el proceso denudativo, o disminuyan la cota del nivel de arrasamiento variando las pendientes.

4. **HISTORIA GEOLOGICA**

La historia geológica de la Hoja de Balaguer se ha elaborado integrando los datos aquí obtenidos con los datos geológicos regionales.

Durante el Triásico superior se sedimentan arcillas versicolores y yesos de ambiente continental. Son las facies Keuper, depositadas en un contexto tectónico distensivo.

Las Sierras Marginales se caracterizan por extensas lagunas estratigráficas en la serie mesozoica, debido a su posición marginal en la cuenca pirenaica. En el área cartografiada, la laguna estratigráfica abarca a todo el Jurásico, el Cretácico inferior y el Cretácico superior.

Al final del Cretácico superior la sedimentación tiene carácter regresivo (Souquet, 1967; Garrido, 1973), hecho que puede ser relacionado con los primeros estadios de desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaica. Con el tránsito al Paleoceno la sedimentación es de tipo aluvial sedimentándose las típicas facies de areniscas y lutitas rojas garumnnienses. Las calizas con *Microcodium* indican un retorno a las condiciones lacustres, que precede a la importante transgresión del Ilerdiense. El Cuisiense y el Luteciense faltan en el área cartografiada.

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

Durante el Eoceno terminal y el Oligoceno, se produce de acuerdo con Cámara y Klimowitz, (1985) el mayor desplazamiento hacia el sur de la vertiente sur alóctona del Pirineo sobre el autóctono de la cuenca del Ebro. La traslación sobre la cuenca del Ebro se lleva a cabo por el cabalgamiento inferior surpirenaico, emergente en las Sierras Marginales. Este cabalgamiento aprovecha el nivel de despegue facilitado por las evaporitas del Eoceno terminal del autóctono. El momento concreto del emplazamiento final de las unidades alóctonas que aparecen en esta hoja resulta difícil de establecer, debido al desconocimiento de sedimentos correlacionables y a la escasez de dotaciones cronológicas precisas. No obstante, podría situarse este evento durante el Estampiense-Chattiense.

Entre el Priaboniense superior y el Estampiense inferior, la progresión de la deformación pirenaica da lugar a importantes sistemas aluviales que progradan sobre las sales de la Fm. de Cardona. Estos alimentan a una extenso lago salino efímero donde se depositaron las facies evaporíticas de la Fm. de Barbastro.

Posiblemente durante el Estampiense inferior se produce en el área cartografiada una disminución de los aportes clásticos que permitió la instalación en el área de un medio lacustre-palustre somero de carácter carbonatado que dio lugar a los depósitos de la Unidad Carbonatada.

Durante el Estampiense medio se desarrolla un gran abanico fluvial procedente del Pirineo (Fm. de Peraltilla), cuyo ápice se situaba más al oeste, al norte de Tamarite de Litera. Esta situación es correlativa con la ampliación hacia el sur de la cuenca de antepaís.

Entre el final del Oligoceno y el inicio del Mioceno se produce un levantamiento del área fuente pirenaica que da lugar a la aparición del abanico fluvial de Sariñena. Como consecuencia las partes proximales de este nuevo abanico ocupan posiciones más meridionales que el de Peraltilla. Esta situación coincide con el desarrollo del pliegue anticlinal de Barbastro.

En el tránsito Mioceno-Plioceno se produce un fuerte cambio en las condiciones de sedimentación de la cuenca. Una vez terminadas las fases de depósito miocenas, de carácter

endorreico, el establecimiento de la red fluvial del Ebro como sistema de transporte y erosión exorreico hacia el Mediterráneo, representa el mayor cambio en las condiciones sedimentarias de la región. Desde este momento y durante todo el Cuaternario, se produce una alternancia de etapas de erosión y sedimentación en la región, relacionadas con cambios climáticos y con claro predomino global de las primeras.

En este período se produce el encajamiento de la red fluvial en los materiales cenozoicos y el vaciado erosivo de la cuenca, desde el Plioceno hasta la actualidad. Los depósitos cuaternarios en el seno de la hoja son abundantes y extensos, tratándose fundamentalmente de terrazas de los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana y glacis generados en diferentes etapas marcadas por las sucesivas variaciones del nivel de base.

5. **GEOLOGIA ECONOMICA**

5.1. RECURSOS MINERALES

La mayor parte de las explotaciones minerales de la zona corresponden a canteras donde se extraen arcillas. Son todas explotaciones a cielo abierto, y con frecuencia están dotadas de instalaciones de preparación *in situ*. El destino de la arcilla es en todos los casos la fabricación de ladrillos que serán consumidos en puntos relativamente próximos.

Existen también algunas explotaciones de gravas desarrolladas en terrazas del río Segre. Son también explotaciones a cielo abierto. La utilización de los materiales extraídos es en forma de áridos naturales o de machaqueo, y se produce en zonas cercanas.

En el núcleo del anticlinal de Barbastro-Balaguer y en su flanco meridional existen pequeñas explotaciones de yeso y caliza respectivamente, pero en la actualidad están todas ellas abandonadas.

CODIGO	NOMBRE	COORDEN. UTM	TERMINO MUNICIPAL	SUSTANCIA	MORFOLOGIA	LABORES	OBSERVAC.
1	-	298.5-4622.8	Alguaire	Arcilla	Estratificad.	Cantera	Activa
2	-	317.5-4631.7	Balaguer	Grava	Terraza	"	"
3	-	297.7-4629.8	Almenar	Arcilla	Estratificad	"	"
4	-	316.9-4625 1	Vallfogona	Grava	Terraza	"	"
5	-	298.4-4622.9	Alguaire	Arcilla	Estratificad.	"	"
6	-	298.6-4628.3	Almenar	"	"	"	"
7	-	297.0-4634.0	Alfarras	"	"	"	"
8	-	312.1-4619.2	Termens	"	"	"	"
9	Ritet 208	317.3-4630.2	Balaguer	"	"	"	"
10	La Garriga 149	315.7-4630.1	"	"	"	"	"
11	La Coma 1467	316.1-4627 0	"	"	"	"	"
12	-	314.1-4627.9	"	"	"	"	"

5.2. HIDROGEOLOGIA

5.2.1. **Climatología**

El clima dominante en la hoja de Balaguer es mediterráneo templado (clasificación climática de Papadakis), con temperaturas medias que varían entre 13°C al norte y 15°C al sur. Las diferencias térmicas a lo largo del año entre los meses cálidos y fríos es de uno 20°C. Las temperaturas medias invernales oscilan entre 2°C y 4°C.

La precipitación media anual para el período 1940-85 varía entre 400 y 700 mm de sur a norte de la hoja. El margen izquierdo del río Segre es bastante regular en su régimen de precipitaciones y recursos, evaluándose éstos para la cuenca total del río Segre en 6.830 Hm^3.

La evapotranspiración potencial está comprendida entre 700 y 800 mm, con un valor medio para la cuenca del Segre de 729,3 mm. La evapotranspiración real oscila entre 300 y 400 mm.

5.2.2. **Hidrología**

Dos importantes arterias fluviales atraviesan la hoja: el río Segre con dirección NE-SO y el río Noguera-Ribagorzana con dirección NO-SE. Las aportaciones del río Segre se encuentran reguladas por los embalses de Oliana y San Lorenzo, a la vez que sobre el río Noguera-Pallaresa, se encuentran situados los embalses de Lagos de Capdella, Boren, La Torrasa, Tremp, Terradets y Camarasa. Las aportaciones del río Noguera-Ribagorzana están reguladas por los embalses de Escales, Canelles y Santa Ana. Todos los embalses citados se encuentran situados fuera de los límites de la hoja.

El río Segre en Balaguer está controlado por la estación de aforos nº 96 del M.O.P.U. con una aportación media de 1.470 Hm^3/año. El río Corp está controlado en Vilanova de la Barca por la estación de aforos nº 183 del M.O.P.U., con una aportación media de 30,44 Hm^3/año.

Los principales canales ubicados dentro de los límites de la hoja son los de Balaguer, Piñana y Aragón y Cataluña, derivándose el primero del río Segre, el segundo del Noguera-Ribagorzana y el tercero del Esera. Parten de estos canales numerosas acequias que abastecen la amplia superficie de regadío y a diferentes núcleos de población. Del canal de Piñana se abastecen Vilanova de Segriá, Alguaire, Torreserona, Benavent de Lleida, Portella y Roselló; del canal de Aragón y Cataluña y del canal de Piñana en caso de avería del primero, se abastecen los núcleos urbanos de Almenara y Alfarrás. Balaguer toma el agua del río Segre.

El índice de Calidad General (I.C.G.) empleado por la Comisaría Central de Aguas, oscila entre 0 y 100, lo que equivale a una pésima u óptima calidad; el río Segre en Balaguer tiene un valor medio de 80,77; la Demanda Biológica de oxígeno (DBO_5) es de 2,89 mg/l y los sólidos en suspensión 14,38 mg/l.

5.2.3. **Características hidrogeológicas**

Dentro de los límites de la hoja geológica de Balaguer están representados los sistemas hidrogeológicos nº 68 Sinclinal de Tremp y nº 62 Terrazas aluviales del Ebro.

5.2.3.1. *Sinclinal de Tremp*

Los afloramientos de este sistema corresponden a su límite sur (subsistema nº 68.3 Sinclinal de Tremp, meridional).

Litológicamente está constituido por calizas, margocalizas y margas grises del Terciario marino, con una superficie de afloramientos de unos 1,5 Km^2 dentro de la hoja y una potencia media de 300 metros.

La permeabilidad de estos materiales es debida a porosidad por fracturación (grietas y fisuras).

La recarga del subsistema se realiza por aportación directa de la precipitación, habiéndose evaluado en unos 100 Hm^3/año. La descarga se produce por drenaje de los ríos y manantiales.

5.2.3.2. *Cuaternario*

Los principales acuíferos cuaternarios son los aluviales de los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana que pertenecen al sistema acuífero nº 62 del ITGE (Terrazas aluviales del Ebro), subsistema 62-10 (Segre), con una superficie de 110 Km^2 y una potencia media de 10 metros.

Su litología está compuesta por gravas heterométricas, limpias y bien redondeadas, arcillas, limos y arenas finas. En la base predominan las gravas y en su parte superior se encuentran depositados los elementos finos. La permeabilidad de estos materiales es debida a porosidad intergranular, su transmisividad está comprendida entre 100 y 500 m^2/día.

Los acuíferos aluviales son acuíferos libres cuya base impermeable la constituyen las arcillas, areniscas y conglomerados oligocenos.

La alimentación del sistema se realiza directamente por infiltración del agua de lluvia (4 Hm^3/año) y por alimentación de ríos, canales y aguas de regadío (44 Hm^3/año). La descarga se produce por bombeos (2 Hm^3/año) y drenaje de los ríos Segre y Noguera-Ribagorzana (46 Hm^3/año).

5.2.4. **Otros posibles acuíferos**

Existen algunos acuíferos de pequeña importancia dentro de la hoja de Balaguer, conformados por las calizas del Terciario inferior y por las formaciones cuaternarias de glacis y terrazas.

Las calizas del terciario inferior afloran a la parte norte de la hoja según una estrecha banda de dirección E-O. La permeabilidad de estos materiales es debida a fracturación. El pequeño caudal que proporcionan los manantiales inventariados en su afloramiento y la no existencia de explotaciones acuíferas de interés, evidencian la poca importancia regional de este acuífero.

Los glacis y terrazas compuestos por gravas, arenas y limos constituyen acuíferos libres de pequeño interés, de permeabilidad intergranular cuya alimentación se realiza directamente

por la infiltración del agua de lluvia y de los retornos de riego. La explotación de estos acuíferos es prácticamente nula, limitándose a pequeños pozos para abastecimiento de explotaciones ganaderas y pequeñas casas de campo.

5.3. GEOTECNIA

El objeto del presente apartado, es la división del área comprendida en la hoja en zonas relativamente homogéneas, en cuanto a sus características geotécnicas.

El ámbito de la hoja se ha dividido en cinco áreas de acuerdo con criterios de tipo litológico, genético y morfológico. Estas áreas a su vez se han dividido en zonas siguiendo criterios geomorfológicos, estructurales, hidrogeológicos y geotécnicos.

Se valora cualitativamente permeabilidad, drenaje, capacidad de carga, ripabilidad y riesgo geológico. Para la cualificación del riesgo geológico se ha considerado la erosionabilidad, posibilidad de desprendimiento de laderas y escarpes naturales, posibilidad de aterramientos, de disolución y hundimientos, de inundación debido tanto al mal drenaje superficial y subterráneo como a la posición del nivel freático, la agresividad al cemento y los asientos diferenciales.

En el cuadro resumen se esquematizan las características geotécnicas más importantes de los materiales de la hoja.

Incluye los depósitos pertenecientes a las unidades alóctonas de las Sierras Marginales.

AREA I

Zona I_1

Litológicamente compuesta por yesos masivos, arcillas y margas. Se trata de la unidad cartográfica 0. Estructuralmente se sitúa en la base de los cabalgamientos y se encuentra bastante plegada.

Esta formación se considera impermeable y el drenaje profundo es deficiente. Existe disolución de los yesos.

El material no es ripable. Su capacidad de carga es baja. La erosión a la que se encuentra sometida es alta y, el aterramiento es manifiesto.

Deben utilizarse cementos que resistan la agresividad de los sulfatos.

Zona I_2

Formada por calizas, calizas arcillosas y margas de las unidades cartográficas 1a y 1b, que constituyen los cabalgamientos septentrionales.

AREA	ZONA	UNIDAD. CARTOG.	LITOLOGIA	ESTRUCTURA MORFOLOG.	PERMEAB.	DRENAJE	CAPACID. DE CARGA	RIPABIL.	RIESGO GEOLOGICO						
									Erosión	Despred. laderas Escarpes	Aterramien.	Disoluc. Hundim.	Inundación nivel freático	Agresividad cemento	Asientos diferencial.
I	I-1	0	Yesos masivos, arcilla y margas	Jalona cabalgamientos, replegados	I	E	B	NR	A	B	A	A-M	M	A	A (por halocinesis)
	I-2	1a, 1b	Calizas, calizas arcillosas y margas	Cabalgamientos	P-Sp	E+I	M-A	NR	B	M	B	B-M	B	B	B
	I-3	2	Conglomerados calcareos	Jalona cabalgamientos	P-Sp	E+I	M-A	NR-R	B	B	BM	B	B	B	B
II	II-1	3	Yesos masivos con intercalaciones arcillosas y margosas	Repliegues internos Núcleo anticlinal	I P (en zonas Karstificadas)	E	M	NR	A	A	B	A	M	A	A (por halocinesis)
III	III-1	4	Calizas y margas	Flancos del anticlinal con fuertes buzamientos	Sp	E+I	M-A	NR	B	M (por erosion diferencial)	B	B	M	B	B
	III-2	5, 6	Areniscas, arcillas y carbonatos	Flancos del anticlinal con buzamientos fuertes y medios	I-Sp	E+I	M	NR	M	M (por erosion diferencial)	B	B	B	B	B-M
	III-3	7, 8	Areniscas, limos arcillas y barras de areniscas y conglomerados	Flancos del anticlinal con buzamientos medios y en su mayoria subhorizontales	Sp-I	E+I	M	NR-R	M-A	M (por erosión diferencial)	A	M	M	B	M
IV	IV-1	9, 10, 11, 12, 13, 14	Conglomerados poligénicos, gravas, arenas, limos y arcillas generalmente cementados	Colgados en superficies horizontales sucesivamente encajados	Sp	E+I	M	R	B	B	B	B	B	B	M
	IV-2	15, 18, 20 22, 23	Cantos, gravas arenas y limos	Colgados en planicies con suave pendien	P	I	M	R	B	B	B	B	B	B	M

AREA	ZONA	UNIDAD. CARTOG.	LITOLOGIA	ESTRUCTURA MORFOLOG.	PERMEAB.	DRENAJE	CAPACID. DE CARGA	RIPABIL.	RIESGO GEOLOGICO						
									Erosión	Despred. laderas Escarpes	Aterramien.	Disoluc. Hundim.	Inundación nivel freático	Agresividad cemento	Asientos diferencial.
V	V-1	16, 17, 19	Conglomerados poligénicos, arenas, limos y arcillas	Colgados en superficies horizontales sucesivamente encajados	P	I	M	R	B	B	B	B	B	B	M
	V-2	21	Cantos, gravas arenas y limos	Parte inferior de los cursos fluviales fondos de valle y aluvial actual	P	I	M	R	B	B	B	B	M	B	M

Su permeabilidad proviene fundamentalmente de la fisuración, y el drenaje es por infiltración y escorrentía.

Estos materiales se consideran no ripables, aunque eventualmente algún nivel margoso pueda serlo.

La capacidad de carga se considera alta a media y el riesgo de asientos diferenciales es reducido.

La erosionabilidad es baja, así como la posibilidad de aterramiento por su prominente ubicación.

Zona I_3

Corresponde a los conglomerados calcáreos de la unidad cartográfica 2, que junto con los yesos y arcillas del Keuper se sitúan al pie de los cabalgamientos.

Esta formación es moderadamente permeable por porosidad intergranular principalmente, manteniéndose un buen drenaje por infiltración y escorrentía, reduciendo el riesgo de encharcamientos.

La importante cementación de los cantos reduce la ripabilidad en bastante grado. La capacidad de carga es elevada y la posibilidad de asientos diferenciales es baja.

La posición que ocupa facilita que el grado de aterramiento no sea muy baja.

AREA II

Comprende los depósitos terciarios yesíferos, margosos y arcillosos del anticlinal de Barbastro-Balaguer.

Zona II_1

Litológicamente compuesta por yesos masivos con eventuales intercalaciones de limos y areniscas. A esta zona pertenece la unidad cartográfica 3.

Estructuralmente se presentan formando repliegues internos en el núcleo del anticlinal de Barbastro.

La morfología de esta formación es típicamente alomada con suaves relieves.

El drenaje profundo es deficiente, por lo que se pueden plantear problemas de drenaje en zonas de topografía suave. Son probables los problemas de disolución de los yesos lo que darla lugar a una porosidad local secundaria.

Esta formación no se considera ripable, aunque algún nivel esporádico lo sea.

Presenta una capacidad de carga moderada, siendo preciso estudiar detenidamente la existencia de cavernas en los yesos.

Existe un elevado riesgo de desprendimiento de laderas y escarpes deducido de la observación de la mala conservación de los taludes tanto naturales como artificiales en la zona.

Es imprescindible la utilización de cementos resistentes a los sulfatos.

No son de prever asientos apreciables, aunque es frecuente observar fenómenos de halocinesis.

AREA III

Incluye todas las formaciones detríticas y carbonatadas continentales terciarias que se extienden por la hoja, salvo los "yesos de Barbastro".

Zona III_1

Formada por calizas y margas adosadas al flanco meridional del anticlinal de Barbastro, con buzamientos bastante elevados. Pertenecen a la unidad cartográfica 4.

La permeabilidad no es alta y proviene de la fisuración que posee la roca. El drenaje se efectúa por escorrentía e infiltración. Su disposición estructural evita la posibilidad de encharcamientos y de aterramiento.

La capacidad de carga es moderadamente alta y, el material no es ripable. La erosionabilidad es baja y el desprendimiento puede producirse por el descalzamiento de bloques.

El riesgo de asentamíentos diferenciales es bajo.

Zona III_2

Está constituida por areniscas, arcillas y carbonatos. Comprende las unidades cartográficas 5 y 6.

Se disponen en los flancos del anticlinal de Barbastro con fuertes buzamientos.

Si bien las margas y calizas son impermeables, el drenaje superficial es bueno debido a la topografía existente.

Esta formación se considera no ripable.

La capacidad de carga se puede considerar moderada, proveniendo los principales problemas de la alternancia de niveles de distinta competencia y del buzamiento de los estratos. El riesgo de asientos diferenciables no será grande.

La erosión diferencial existente puede dar lugar a caída de bloques por descalce de los niveles duros. Es frecuente observar algunos deslizamientos en los bancos margosos, y arcillosos.

Zona III_3

Formada por areniscas, limos, arcillas, barras de areniscas y conglomerados. Comprende las unidades cartográficas 7 y 8.

Su disposición estructural es subhorizontal en la mayor parte de la hoja.

La existencia de abundantes arcillas junto con la topografía subhorizontal, hace que el drenaje tanto superficial como profundo, sea deficiente y que exista cierto riesgo de encharcamientos.

Esta formación se considera no ripable, aunque los bancos arcillosos si lo sean.

La capacidad de carga y el riesgo de asientos diferenciales será medio.

La erosión diferencial existente puede dar lugar a caídas de bloques, por descalce, de los niveles duros.

El riesgo de aterramientos es alto.

El riesgo de erosión es bajo debido a la baja pendiente del área.

AREA IV

Agrupa formaciones correspondientes a depósitos aluviales colgados.

Zona IV_1

Están compuestos por conglomerados polígénicos, gravas, arenas, limos y arcillas, generalmente cementados. Corresponden a las unidades cartográficas 9, 10, 11, 12, 13 y 14.

Son depósitos semipermeables. El drenaje será por infiltración y escorrentía.

Esta formación es ripable en su totalidad.

Presenta una capacidad de carga moderada y se prevén asientos diferenciales.

Zona IV_2

Está constituida por cantos, gravas, arenas y limos de depósitos de glacis y coluviones. Corresponde a las unidades cartográficas 15, 18, 20, 22 y 23.

Morfológicamente se disponen en planicies colgadas con suave pendiente.

Esta formación es permeable y presenta buen drenaje profundo. Es ripable en su totalidad.

Presenta capacidad de carga y asientos diferenciales medios.

AREA V

incluye todas las formaciones correspondientes a los distintos niveles de terrazas, fondos de valle y llanura de inundación de los ríos Segre y Noguera Ribagorzana.

Zona V_1

Corresponde a conglomerados poligénicos, arenas, limos y arcillas de las terrazas medias y bajas de estos ríos. Comprende las unidades cartográficas 16, 17 y 19.

Morfológicamente se disponen en superficies horizontales colgadas, sucesivamente encajadas.

Son formaciones permeables por porosidad intergranular. El drenaje en profundidad es bueno.

La capacidad de carga es moderada y el riesgo de asientos diferenciales será previsiblemente medio.

Este grupo es ripable en su totalidad.

Zona V_2

Litológicamente compuesta por conglomerados poligénicos, arenas, limos y arcillas de la parte inferior de los cursos fluviales, fondos de valle y aluvial actual. Corresponde a la unidad cartográfica 21.

Morfológicamente se disponen en superficies horizontales, ocupando las cotas más bajas de barrancos y los cauces de los ríos.

Es una formación permeable, con buen drenaje profundo.

La capacidad de carga y el riesgo de asientos diferenciales son moderados.

Este grupo es perfectamente ripable.

Existe cierto riesgo de inundación por subida del nivel freático.

6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (P.I.G.)

Ante la preocupación manifestada por las administraciones públicas por la protección de la Naturaleza, y concretamente de las localidades de interés geológico en 1978 el ITGE decidió poner en marcha el Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico.

Los fines perseguidos con este proyecto pueden resumirse como sigue:

- Conocimiento de un patrimonio, hasta hoy poco conocido.
- Creación de archivos de documentación.
- Conservación organizada de este patrimonio.
- Aprovechar, sistematizándola, gran cantidad de información obtenida en la realización del MAGNA y otras actividades geológicas.
- Propiciar el conocimiento y conservación de la Naturaleza.
- Proporcionar material didáctico para la enseñanza.
- Fomentar la investigación de enclaves de interés geológico, lo que conlleva un mayor conocimiento de nuestra geología.

Uno de los objetivos de la realización de este inventario, es el establecimiento de una red de estaciones susceptible de organizar en itinerarios que permitan reconocer las características de cada región geológica.

6.1 DESCRIPCION Y TIPO DE INTERES DE LOS P.I.G.

Teniendo en cuenta las características generales de la hoja, además de un conocimiento más amplio de la geología de la hoja por parte de los técnicos que han participado en su elaboración, se ha establecido una selección de posibles P.I.G., siempre usando un método directo de subjetividad aceptado por todos (CLAVER *et al.*, 1984).

Para cada P.I.G. se ha confeccionado una ficha resumen para facilitar su lectura, esta ficha se completa con descripciones más detalladas del punto, así como de fotografías y/o diapositivas. Todo este material se ha agrupado adjuntándose con la documentación complementaria de la hoja.

Se han seleccionado en el área tres P.I.G. que reflejan algunos de los aspectos más destacados de su geología.

El interés de estos puntos es de carácter tectónico, geomorfológico y estratigráfico.

Dada la repetitividad espacial de los fenómenos observados o sus procesos generados, se han considerado los P.I.G. analizados como de influencia regional.

Por la utilización de estos puntos, se han considerado de utilidad turística, científica y didáctica.

Entre los tres P.I.G. seleccionados, se han estimado más interesantes los n°s 1 y 3:

P.I.G. Nº I: Flanco sur del anticlinal de Barbastro-Balaguer en Alguerri

Los fuertes buzamientos de las capas en este flanco, que llegan a estar localmente invertidas, generan los relieves de la Sierra Larga. Esta disposición, debida en gran parte a procesos halocinéticos, condiciona la existencia de varias localidades con buenos afloramientos para la realización de secciones estratigráficas en las que la diversidad de facies es notable en comparación con zonas situadas más al sur, donde los materiales presentan disposiciones subhorizontales.

P.I.G. Nº 3: Glacis basculado de la Tablería

Aparece aquí un depósito de glacis pleistoceno que ha sufrido un basculamiento importante junto con los materiales del flanco sur del anticlinal.

Este basculamiento es una manifestación de los procesos halocinéticos en los yesos que conforman el núcleo de la estructura.

7. **BIBLIOGRAFIA**

AGUSTÍ, J.; CABRERA, LL.; ANADÓN, P. y ARBIOL, S. (1988). A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain). A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.* 18 (2) pp. 81-97.

ALVAREZ-SIERRA, M.A., DAAMS, R.; LACOMBA, J. I.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. y SACRISTÁN-MARTÍN, M. A. (1987). Succesion of micromammal faunas in the oligocene of Spain. *Munchner Geowiss. Abh.* (A), 10: 43-48.

ALVAREZ-SIERRA, M.A., DAAMS, R.; LACOMBA, J. I.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; VAN DER MEULEN, A. J.; SESE, C. y DE VISSER, J. (1990). Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligoceno-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta. Geologica.* 94: 75 pp.

ANADÓN, P., VIANEY-LIAUD, M., CABRERA, Ll. y HARTENBERGER, J. L. (1987). Gisements à vertébrés du paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleontología i evolució*, 21, pp. 117-131.

AZANZA, B.; CANUDO, J. I. y CUENCA, G. (1988). Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental). *II Congreso Geológico de España. Granada*. Vol. 1, pp. 261-264.

CALVET, J. (1980). *"Relaciones entre la evolución geomorfológica cuaternaria de la Depresión Central Catalana (Segarra y Pla D'Urgell) y del valle del Segre"*. 102 p. Fundación J. March.

CLAVER, I.; AGUILO, M.; ARAMBURU, M. P.; AYUSO, E.; BLANCO, A.; CALATAYUD, T.; CEÑAL, M. A.; CIFUENTES, P.; ESCRIBANO, R.; FRANCES, E.; GLARIS, G.; GONZÁLEZ, S.; LACOMA, E.; MUÑOZ, C.; ORTEGA, C.; OTERO, S.; RAMOS, A. y SAIZ DE OMEÑACA, M. G. (1984). Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. Manuales CEOTMA nº 3, MOPU, Madrid, 572 pp.

COSTA, J. M.; COLLDEFORNS, B.; RAMÍREZ, J. I. y OLIVÉ (en prensa). Mapa Geológico de España. 1 : 50.000. Segunda Serie, hoja nº 361, *Guissona*, ITGE.

COSTA, J.M.; SOLÀ, J. y RAMÍREZ, J.I. (en prensa). Mapa Geológico de España. 1 : 50.000. Segunda Serie, hoja nº 361, *Tàrrega*, ITGE.

CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA, J. (1966). "Nota preliminar sobre un yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (río Formiga, prov. de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Not. y Com. I.G.M.E.* 83, pp. 7-14.

CUENCA, G. (1991 a). Nuevos datos bioestratigráficos del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del grupo Español del Terciario, CONGET'91*. Vic, pp. 97-100.

CUENCA, G. (1991 b). Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro. *I Congreso del grupo Español del Terciario CONGET'91*. Vic, pp. 101-104.

CUENCA, G.; AZANZA, B.; CANUDO, J. I. y FUERTES, V. (1989). Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 6, pp. 75-77.

CUENCA, G., CANUDO, J. I., LAPLANA, C. y ANDRÉS, J. A. (1992). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol. Hisp.*, v 27 (1-2), pp. 127-143.

ENADIMSA (1984). Investigación de lignitos en el área de Mequinenza (Zaragoza, Huesca, Lérida) (inédito).

ENRESA (1989). Estudio de las formaciones favorables de la región del Ebro y Pirineo alóctono (E.R.A.) (inédito).

FERRER, J., ROSELL, J. y REGUANT, S. (1968). Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, III 1-4.

GARRIDO, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en la zona central (Provincias de Huesca y Lérida).* Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

GIL, C.; JEREZ, F.; ESNAOLA, J. M.; y COLLDEFORNS, B. (en prensa). Mapa Geológico de España. 1:50.000. Segunda Serie, hoja nº 360, *Agramunt,* ITGE.

IGME (1975). Estudio geológico y minero del área lignitífera de Calaf (inédito).

IGME (1975). Proyecto de investigación de radioactivos del área lignitífera y uraniníferа de Santa Coloma de Queralt (Barcelona-Tarragona) (inédito).

IGME (1976). Área lignitífera y uraniníferа de Mequinenza (Lérida-Tarragona, Huesca y Zaragoza) (inédito).

IGME (1981). Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario de Pamplona-Zaragoza (inédito).

IGME (1981). Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario del sector de Benabarre-Igualada (inédito).

IGME (1985). Prospección previa de lignitos en el área de Pinós-Molsosa (Lérida-Barcelona) (inédito).

IGME (1986). Prospección previa de lignitos en el área de Bages-Moianes (Barcelona) (inédito).

IGME (1987). Síntesis Geológico-Minera de los carbones del noreste peninsular (inédito).

J.E.N. (1977). Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraniníferas de la zona de Huesca-Estella (inédito).

J.E.N. (1977). Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraniníferas de la zona de Solsona-Olot (inédito).

J.E.N. (1979-81). Estudio estratigráfico y sedimentológico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borges Blanques (Provincias de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona) (inédito).

LARRAGÁN (1949). Mapa Geológico de España. 1 : 50.000., hoja nº 287, *Barbastro* IGME.

MACÍAS, I.; DÍAZ MOLINA, M.; ESTRADA, R. y RAMPONE, G. (1986-87). "Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Formación Peraltilla". *Acta Geol. Hisp.,* t. 21-22, pp. 19-26.

MARTÍNEZ PEÑA, M. B. y POCOVÍ, A. (1988). "Amortiguamiento frontal de la estructura surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geol. Hisp.,* t. 23 (2), pp. 81-94.

MUÑOZ, J. A.; MARTÍNEZ, A. y VERGES, J. (1986). "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *Jour Struct. Geol.* 8(3-4), pp. 399-405.

PEÑA MONNE, J. L. (1983). "La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico". *Inst. Est. Ilerdienses.* Lleida, 373 págs.

PEÑA MONNE, J. L. y SANCHO MARCEN, C. (1988). "Correlación y evolución cuaternaria del Sistema fluvial Segre-Cinca en su curso bajo (Provs. de Lérida y Huesca)". *Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 2 (1-4), 77-83.

PUIGDEFÁBREGAS, C.; MUÑOZ, J. A. y MARZO, M. (1986). "Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequence in the southern foreland basins". *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 8, pp. 319-336.

QUIRANTES, J. (1969). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros.* Tesis Doctoral. Univ. Granada. *Institución "Fernando El Católico" (CSIC)* Diputación Provincial de Zaragoza, 1978. 200 pp.

REILLE, J. L. (1967). "Subdivisión stratigraphiques et phases de plisement dans le Paleogene continental sud-pyrenees (Region de Barbastro, province de Huesca)" *C.R. Acad. Sc. París*, 265, Sér. D, pp. 852-854.

RIBA, O. (1955). El Terciario continental de la Rioja alta y de la Bureba. Informe nº 97, CIEPSA (inédito).

RIBA, O. (1961). Geological Report on the Continental Tertiary of the Western Ebro Basin and Neighbouring Basins. Report CV-131, CIEPSA (inédito).

RIBA, O. (1967). "Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana". *Acta Geol. Hisp.*, Tomo 2 nº 1, pp. 3-8.

RIBA, O., MALDONADO, A. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1975a). Mapa Geológico de España. 1 : 50.000. Segunda Serie, hoja nº 329, *Pons*, IGME.

RIBA, O.; MALDONADO, A. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1975b). Mapa Geológico de España. 1 : 50.000. Segunda Serie, hoja nº 330, *Cardona*, IGME.

RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca del Ebro. *Libro Jubilar J.Mª Ríos. Geología de España*, T.2, I.G.M.E., pp. 131-159.

SÁEZ, A. (1987). *"Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro"*. Tesis Doctoral Univ. Barcelona, 353 pág.

SEGURET, M. (1972). "Etude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". These Fac. Sc. Montpellier. *Pub. USTELA sér. Geol. Struct.*, 2, Montpellier; 155 pp.

SOLE, L. (1953). Terrazas deformadas en la cuenca del Ebro. *Mem R. Ac. Ciencias y Artes de Barcelona*, t. 31, n° 7, p. 239-259.

VERGÉS, J. y MUÑOZ, J. A. (1990). Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*. (8), VI, n° 2, pp. 265-271.

Ministerio de Medio Ambiente