



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LLEIDA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLOGICO A LA MISMA ESCALA

LLEIDA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-2.672-1998

ISBN: 84-7840-329-9

NIPO: 241-96-007-6

Fotocomposición: Rugoma, S.A.

Impresión: Máster Gráfico

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Lleida (388) han sido realizados, durante 1990 y 1991 por la Compañía General de Sondeos S.A., habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico: A. van den Hurk y J. J. Navarro (CGS)

Mapa Geomorfológico: A. Salazar (CGS)

Memoria*:

Estratigrafía: A. van den Hurk, J. J. Navarro y J.I. Ramírez (CGS)

Geomorfología: A. Salazar (CGS)

Tectónica y Neotectónica: J. J. Navarro y H. Pascual (CGS)

Neotectónica: J. J. Navarro (CGS), H. Pascual (CGS), L. Arlegui (U. Zaragoza) y C. Liesa (U. Zaragoza)

Hidrogeología: R. Rodríguez (CGS)

Geología económica: A. García (CGS)

Geotecnia: A. Hernández (CGS)

Han colaborado en aspectos parciales:

Sedimentología: J. M. Costa, J. Solà y A. van den Hurk (CGS)

Sedimentología de Laboratorio: A. del Olmo (CGS)

Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo

Micromamíferos: G. Cuenca (Univ. Zaragoza)

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 (ITGE)

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	10
1.1. Terciario.....	11
1.1.1. Lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas y microconglomerados (1). (Chattiense)	11
1.1.2. Calizas y margas (2). Chattiense	13
1.1.3. Calizas, margas y areniscas dispersas (3). Chattiense	13
1.1.4. Calizas, caliches y areniscas blancas (4 y 5). Chattiense	14
1.1.5. Paleocanales acintados de areniscas groseras. (6). Chattiense	16
1.1.6. Alternancia de areniscas y lutitas ocre y rojizas (7). Chattiense	16
1.1.7. Paleocanales de areniscas y microconglomerados (8). Chattiense	16
1.1.8. Calizas (9). Chattiense	17
1.1.9. Alternancia de areniscas finas con lutitas ocre (10). Chattiense	17
1.1.10. Paleocanales de areniscas y lutitas ocre (11). Chattiense	18
1.2. Cuaternario.....	19
1.2.1. Pleistoceno	19
1.2.1.1. Conglomerados de cantos y gravas polimícticas, algunas arenas, costras calcáreas a techo. Depósitos fluviales del piedemonte pirenaico (12). Pleistoceno inferior	19
1.2.1.2. Conglomerados de gravas calcáreas redondeadas. Depósitos fluviales procedentes de Les Garrigues (13). Pleistoceno inferior	20
1.2.1.3. Conglomerados de cantos y gravas polimícticas, algunas arenas y limos. Terrazas del Segre (15-16-17-18). Costras calcáreas (14). Cantos y gravas polimícticos, algunas arenas y limos. Terraza del Segre (19). Pleistoceno inferior, medio y superior	20

1.2.1.4. Gravas y cantos polimícticos, arenas limos y arcillas. Depósitos de los glacis de la margen derecha del Segre (20). Pleistoceno medio y superior	21
1.2.1.5. Gravas calcáreas redondeadas, arenas, limos y arcillas. Depósitos de los glacis de Les Garrigues (21). Pleistoceno inferior, medio y superior	21
1.2.1.6. Gravas calcáreas angulosas, arenas, limos y arcillas. Depósitos de los glacis de La Segarra-Pla de Urgell (22). Pleistoceno inferior, medio y superior	21
1.2.1.7. Gravas calcáreas, arenas y limos. Terrazas de las "rieras" Sed y Femosa (23). Pleistoceno superior	22
1.2.1.8. Limos, arenas, arcillas y gravas. Depósitos de terrazas bajas y llanura de inundación (24), meandros abandonados (26) y cauce actual del río Segre (25). Holoceno	22
1.2.1.9. Limos, arenas, arcillas y gravas. Coluviones (27 y 29). Fondos de "rieras" (28). Conos de deyección (30). Glacis subactual (31). Depósitos de ladera (32). Holoceno	22
2. TECTONICA	22
2.1. Marco tectónico regional	22
2.2. Descripción de la estructura	23
2.3. Evolución tectónica	24
2.4. Neotectónica	25
3. GEOMORFOLOGIA	26
3.1. Descripción fisiográfica	26
3.2. Análisis geomorfológico	26
3.2.1. Estudio morfoestructural	26
3.2.2. Estudio del modelado	26
3.2.2.1. Laderas	26
3.2.2.2. Formas fluviales	27
3.2.2.3. Formas endorreicas	27
3.2.2.4. Formas antrópicas	27
3.2.2.5. Formas poligénicas	28
3.2.3. Formaciones superficiales	29
3.4. Evolución dinámica	30
3.5. Morfología actual, subactual y tendencias futuras	31
4. HISTORIA GEOLOGICA	32
5. GEOLOGIA ECONOMICA	33
5.1. Recursos naturales	33
5.1.1. Minerales no metálicos	34
5.1.2. Rocas industriales	34

5.2. Hidrogeología	35
5.2.1. Climatología	36
5.2.2. Hidrología	36
5.2.3. Características hidrogeológicas	37
5.2.3.1. Aluvial del río Segre.....	37
5.2.3.2. Otros depósitos cuaternarios	38
5.2.3.3. Formaciones terciarias	38
5.2.4. Hidrogeoquímica	38
5.3. Características geotécnicas generales	38
6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (P.I.G.)...	40
7. BIBLIOGRAFIA	42

0. INTRODUCCION

El territorio que comprende la hoja de Lleida, del mapa topográfico 1:50.000, se halla situado entre los paralelos 41°40'04",2 y 41°30'04",2 y los meridianos 0°48'49",5 y 0°28'49",5; pertenece en su totalidad a la provincia de Lleida. La zona queda englobada dentro de las comarcas del Segrià, del Pla de Urgell y de Les Garrigues.

Los ríos Segre, que discurre en sentido NE-SO, y Femosa, que lo hace en sentido SE-NO separan la hoja en tres sectores. El sector nororiental se dispone como la continuación del Pla de Mollerussa, y en el margen noroccidental, también relativamente llano, tan sólo se vislumbra una superficie estructural en la esquina NO (Pla de les Torres, 322 m). El sector suroriental (entre los ríos Femosa y Segre) viene dominado por un relieve tabular, que configura la continuación de la Sierra del Tallat en la vecina hoja de Tàrrrega. En esta hoja alcanza altitudes de 385 m en la colina que corona el pueblo de Castellidans y desciende paulatinamente hacia el ONO.

El clima de estas comarcas es mediterráneo, con tendencia continental. Las temperaturas medias oscilan entre los 4 y los 23°. La vegetación consiste en matorros, arzones y carrasquillas; en la comarca de Les Garrigues también existe pino blanco. Actualmente, y aprovechando el amplio desarrollo de regadíos aparecen en las zonas central y septentrional de la hoja otras especies como los cañizales y el fresno.

La economía de la región es fundamentalmente agrícola en el Segrià, el Pla de Urgell y Les Garrigues. Consiste en el cultivo de cebada, trigo, olivos y almendros en la zona de secano. En la zona de regadío, dominan los árboles frutales. En el sector ganadero, las dos actividades principales son la cría de aves de corral y de ganado porcino. La capital, Lleida tiene también infraestructura industrial y es un importante enclave de comunicaciones entre otros centros industriales como Barcelona y Zaragoza.

Un conjunto de 27 municipios comprenden la hoja de Lleida. El más importante es la capital de la provincia del mismo nombre con 90.884 habitantes. Otros núcleos importantes son Alcarràs (3.994), Alpicat (3.306), Bell-lloch (2.291), Torregrossa (2.485) y Torres de Segre (2.045).

El área cartografiada, se sitúa geológicamente en el sector catalán de la Cuenca del Ebro, concretamente en su sector central. La Cuenca del Ebro representa los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986), actuando, en este área, como centro de depósito de materiales continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras circundantes: del Pirineo, situado en el norte y de Los Catalánides, al SE.

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. (1977a,b) para la mitad septentrional de los sectores central y oriental de la Cuenca, los del IGME (1975, 1985) en las cuencas ligníferas de Calaf y Mequinenza, el de la J.E.N. (1979-81) para el sector sur-oriental. Trabajos posteriores IGME (1981a,b) 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: ANADON *et al.* (1987), AZANZA *et al.* (1988), AGUSTI *et al.* (1988), ALVAREZ-SIERRA *et al.* (1990), CUENCA *et al.* (1989) y CUENCA (1991 a y b).

Durante la realización de este mapa también han sido utilizada una cartografía escala 1:25.000 realizada por B. COLLDEFORNS para la Generalitat de Catalunya.

Para la realización de la hoja de Lleida, se han utilizado las técnicas habituales en estudios cartográficos, estratigráficos, sedimentológicos, tectónicos y geomorfológicos.

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales terciarios que constituyen el territorio que abarca la presente hoja, corresponden a depósitos continentales que colmataron la Depresión Central Catalana (parte oriental de la Cuenca del Ebro) durante el Oligoceno.

El buzamiento general de la hoja se dirige hacia el ONO y así se dispone la sucesión estratigráfica general.

Los materiales más antiguos que afloran en la zona se encuentran en el sector oriental de la hoja en los que se encuentran intercalados los niveles de calizas de Castellans situados por encima estratigráficamente de los niveles de las calizas de Tàrraga. Como equivalentes late-

rales, y más al oeste, estratigráficamente por encima de estos materiales, en la parte septentrional de la hoja, dominan las facies fluviales pertenecientes a la Formación Urgell (RIBA, 1967), mientras que en la parte meridional de la hoja, éstas últimas se interdigitan con delgados niveles de calizas de facies lacustres, quedando englobados en conjunto dentro de la Fm. Granja d'Escarp (CABRERA, 1983). Existe pues un notable cambio paleogeográfico en este sector de la cuenca a partir de la sedimentación de las calizas de Tàrraga, que se refleja por un desplazamiento de los depocentros lacustres hacia el sur (ANADON *et al.*, 1989).

Una característica importante a destacar es la diferente composición petrológica de los elementos detríticos de los sedimentos siliciclásticos; los de los afloramientos meridionales, incluyen un mayor porcentaje de rocas carbonatadas, mientras que los septentrionales, tienen un mayor porcentaje de feldespatos y cuarzo.

Los materiales cuaternarios corresponden a depósitos del Piedemonte Pirenaico en la zona de la Serra Grossa, depósitos aluviales asociados a terrazas en la zona del Segre, sedimentos aluviales asociados a conos de deyección antiguos, y depósitos asociados a glaciés antiguos y a derrubios de ladera.

1.1. Terciario

Los depósitos terciarios que afloran en la hoja de Lleida sin depósitos continentales de edad Oligoceno correspondientes al relleno de la Cuenca del Ebro. Están compuestos mayoritariamente por sedimentos detríticos: arcillas, limos, areniscas y conglomerados, sólo se encuentran algunas delgadas intercalaciones de calizas en su tercio meridional.

El encuadre cronoestratigráfico de las unidades terciarias puede precisarse con los datos de los yacimientos de micromamíferos situados en hojas vecinas. Se tienen datos de los niveles infrayacentes a los que afloran en la hoja en las vecinas hojas de Tàrraga y Cervera donde se encuentran los yacimientos de El Talladell (techo de las Calizas de Tàrraga) correspondientes al Oligoceno inferior alto, biozona de *Theridomys major* (TRUYOLS y CRUSAFONT, 1961; CRUSAFONT y TRUYOLS, 1964; ANADON *et al.*, 1987; AGUSTI *et al.*, 1987). Los materiales suprayacentes a los que afloran en la hoja han podido datarse en la hoja de Fraga en la que se encuentran los yacimientos de vertebrados Fraga-4, Fraga-6 y Fraga-7, estudiados por AGUSTI *et al.* (1988) que indican una edad Chattienense (Oligoceno superior), comprendiendo la biozona *Rhodanomys transiens* y posiblemente la parte superior de la biozona *Eomys aff. major*. Otro dato importante a remarcar es el yacimiento del Pla del Pepe (hoja de Espluga de Francolí), situado en niveles aproximadamente equivalentes a los depósitos más antiguos de esta hoja (Calizas de Castellldans), de edad Estampiense superior, límite con Chattienense (Biozona de *Theridomys aff. major*), AGUSTI *et al.* (1987).

1.1.1. Lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas y microconglomerados. (1) (Chattienense)

Esta unidad constituye la mayor parte de los afloramientos terciarios de la hoja; hacia el oeste pasa lateralmente a la unidad 10. Engloba a todos los depósitos de naturaleza detrítica que

se encuentran en su mitad oriental. Está compuesta mayoritariamente por lutitas de colores rojizos y ocre, a veces varioladas, que en algunas zonas presentan abundantes venas de yeso fibroso. En ocasiones muestran señales de edafización, que en algunos casos consisten en marmorizaciones y pedogénesis de tipo *pseudogley*. Se encuentran también niveles de limos con *ripples* escalantes de potencias variables (0,5-2 m); en ocasiones muy bioturbados y con trazas de pedogénesis.

Entre las pelitas se intercalan litosomas de areniscas, entre los que pueden distinguirse varios tipos:

Cuerpos de areniscas de grano medio, de hasta 2 m de espesor, que pueden presentar señales de edafización. Tienen una tendencia granodecreciente, presentan superficies de reactivación y de acreción lateral (sectores de Nora, Torre de Papiol y Moredilla). Internamente muestran estratificaciones cruzadas en surco y planares.

Paquetes de arenisca de geometría lenticular de hasta 6 m de espesor. Tienen granulometría grosera, mala clasificación y redondeamiento pobre. Se encuentran situadas en el sector suroriental de la hoja, pueden encontrarse ejemplos en las series del Pla de les Moles (06) y Casteldans (03). Presentan superficies de acreción lateral del tipo de barra de meandro.

Areniscas medias finas muy bioturbadas en ciclos estratocrecientes, de potencia métrica. Las estructuras sedimentarias más importantes son *ripples* de corriente, granoclasificación y superficies de amalgamación.

Areniscas de grano medio y fino, tabulares, con un espesor máximo de 25 cm. Normalmente presentan laminaciones paralelas y *ripples* de corriente y están bioturbadas (areniscas de Alcoletge).

El espectro litológico de los bancos de areniscas difiere de acuerdo con su situación geográfica. Los niveles situados en el ángulo SE de la hoja pueden clasificarse como litarenitas calcáreas con una proporción del 35% de componentes carbonatados, fundamentalmente fragmentos de calizas; un 15% de cuarzo, un 7% de feldespatos, matriz clorítica y cemento calcáreo. En el resto de la hoja las areniscas no tienen elementos calcáreos, estando compuestas por cuarzo (32%), feldespato potásico (17%) y feldespato cálcico-sódico (4%) con cemento calcáreo y yesífero y matriz clorítica

Los levigados efectuados dentro de esta unidad han suministrado restos de caráceas, entre las que se han clasificado: *Nitellopsis (Tectochara) meriani* (L y N. GRAMB.), *Nitellopsis (T.) huangi* (WANG), *Nitellopsis (T.) globula* (MADLER) GRAMB y SOULIE-MARSCHÉ, *Hornichara lagenalis* (STRAUSS) HUANG y XU, *Chara microcera* GRAMB. y PAUL. *Psilochara acuta*, GRAMB y PAUL, *Sphaerochara hirmeri longiuscula*. GRAMB y PAUL, además de ostrácodos: *Eucyprys candonaeformis* STRAUSS y *Eocytheropteron* sp, y fragmentos de gasterópodos (*Helix*).

Esta unidad se encuentra situada estratigráficamente entre la parte superior de las Calizas de Tàrraga, formada por los niveles calcáreos de El Taliadell, corresponde al Oligoceno inferior

alto, biozona de *Theridomys major* (TRUYOLS y CRUSAFONT, 1961; CRUSAFONT y TRUYOLS, 1964; ANADON *et al.*, 1987; AGUSTI *et al.*, 1987); y los niveles inferiores aflorantes en la vecina hoja de Fraga en la que se encuentran los yacimientos de vertebrados Fraga-2 y Fraga-4 estudiados por AGUSTI *et al.* (1988), que indican una edad Chattiense (Oligoceno Superior), comprendiendo al menos parte de las biozonas de *Eomys major* y *Eomys aff. major* definidas para el sector suroriental de la Cuenca del Ebro, correspondientes al nivel de referencia MP-27 de Boningen, SCHMIDT-KITTLER (1987).

Además los datos del yacimiento del Pla del Pepe (situado en niveles equivalentes a las calizas de Castellans), indican para este nivel, situado en su parte inferior, una edad Estampiense superior, límite con Chattiense (Biozona de *Theridomys aff. major*), AGUSTI *et al.* (1987).

Estos sedimentos se interpretan en su conjunto como depósitos de llanura de inundación, dentro de un gran sistema aluvial. Se reconocen facies correspondientes a depósitos de rellenos de paleocanales de ríos meandriformes y depósitos de desbordamiento.

1.1.2. Calizas y margas (2). Chattiense

Esta unidad aflora únicamente en la esquina suroriental de la hoja, en la zona de Mas Colom.

Este nivel está compuesto en la base por margas grisáceas y arcillas ocreas. En la parte superior se encuentran niveles de calizas, con un espesor de 0,5 m; muestran perforaciones probablemente producidas por raíces y nódulos de caliche. Presentan dos tipos de microfacies características:

- a) Calizas lacustres gravelosas
- b) Biomicritas con ostrácodos y gasterópodos. Estos restos orgánicos suelen presentarse muy fracturados aunque en ocasiones los ostrácodos se encuentran íntegros.

Otro rasgo característico de estos afloramientos es su aspecto nodular, debido a la alteración por pedogénesis hipercalcimórfica.

En base a estas características estos niveles se han interpretado como lacustres-palustre. (ver fig. 1d y e).

Por su posición estratigráfica, intercalada dentro de la unidad 1 se le atribuye una edad Chattiense.

1.1.3. Calizas, margas y areniscas dispersas (3). Chattiense

Esta unidad aflora en la esquina suroriental de la hoja. En el corte proporcionado por la autopista Barcelona-Zaragoza presentan de 4,5 a 5 m de potencia.

En la base de la unidad se encuentran margas grises con intercalaciones de bancos de arenisca de grano muy grueso a medio, de hasta 3 m de espesor. Estos bancos tienen base erosiva con *lags* de micro- y conglomerados; superficies de reactivación y estratificación cruzada planar. Localmente aparecen también estructuras de tipo *hummocky*.

En la parte superior de cada uno de estos niveles se disponen bancos de calizas, con un espesor de 0,5 m que están bioturbados por raíces y a techo incluyen nódulos de caliche. Presentan dos tipos de microfacies características:

- a) Calizas lacustres gravelosas
- b) Biomicritas con ostrácodos y gasterópodos.

Las areniscas tienen un contenido importante de fragmentos calcáreos (50%) y menor de fragmentos de cuarzo y feldespatos.

Esta unidad es aproximadamente equivalente estratigráficamente a los niveles en los que se sitúa el yacimiento del del Pla del Pepe, estudiado por AGUSTI *et al.* (1987), que sugieren una edad Estampiense superior, límite con Chattiense (Biozona de *Theridomys aff. major*).

1.1.4. Calizas, caliches y areniscas blancas (4 y 5). Chattiense

Estas unidades se encuentran intercaladas dentro de la unidad 1 en las proximidades y al oeste de la localidad de Castellidans. Tienen una potencia similar que oscila entre 5 y 6 m.

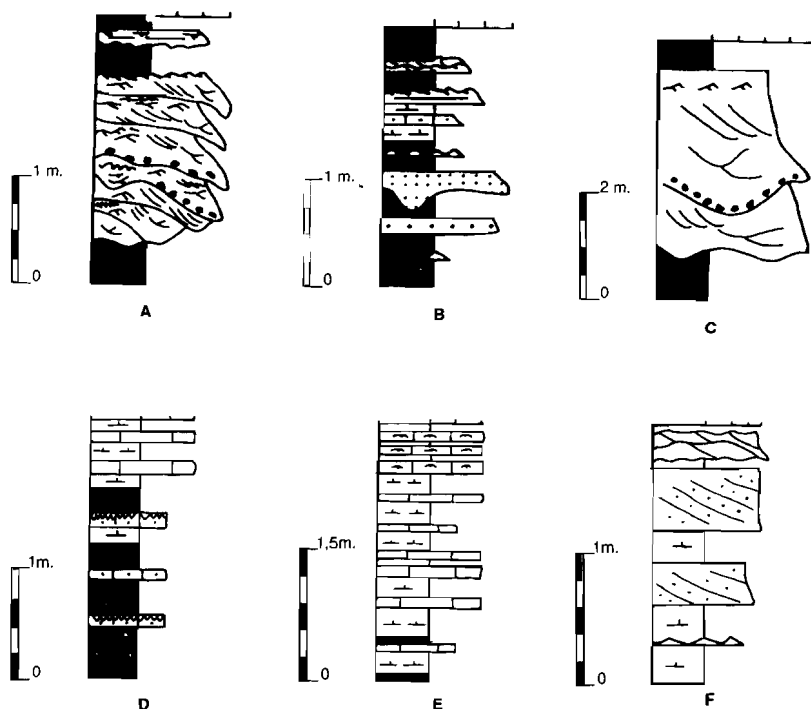
Están constituidas por una alternancia de bancos de calizas de menos de 1 m de potencia con intercalaciones de margas gris verdosas, lutitas rojas y areniscas de grano muy fino a limo.

Se pueden diferenciar dos tipos de calizas: calizas bioclásticas y calizas micríticas. Las primeras son de color gris oscuro y están constituidas por *wackestones* y *packstones* con gasterópodos, carofitas y ostrácodos, que localmente pueden presentar una fracción terrígena. Presentan geometrías irregulares y pueden interpretarse como depósitos lacustres litorales. Las calizas micríticas son de color gris claro, clasificables como *mudstones* y *wackestones* con carofitas y ostrácodos, y se interpretan como depósitos lacustres de áreas centrales.

Estos materiales forman secuencias constituidas por lutitas rojizas en la parte inferior y margas grises y calizas micríticas a techo. Los bancos de caliza suelen presentar estratificación nodulosa.

La unidad superior (5) forma una superficie estructural la noroeste de Castellidans (Pla de les Moles) y muestra alteraciones típicas debidas a suelos calcimorfos (ver fig. 1d y e).

Por su posición estratigráfica, intercalada dentro de la unidad 1, puede atribuirse una edad Chattiense a esta unidad.



- A- Ciclo de facies de relleno de paleocanal de río meandriforme. Barra de meandro.
- B- Ciclo de facies de relleno de paleocanal de río rectilíneo.
- C- Ciclo de facies de llanura de inundación.
- D- Ciclo de facies lacustre-palustre.
- E- Ciclo de facies lacustre-carbonatado
- F- Ciclo de facies deltaico-lacustre

	Areniscas		Estratificación cruzada en surco		Laminación paralela
			Estratificación cruzada planar		Cantos blandos
	Calizas		Ripples de corriente		Marcas de raíces
	Margas		Ripples ascendentes		Estratificación linsen
	Arcillas		Ripples de oscilación		

Fig. 1. Ciclos de facies representativos de los ambientes deposicionales que se desarrollan en la hoja de Lleida.

1.1.5. **Paleocanales acintados de areniscas groseras (6). Chattiense**

Entre Castellldans, Aspá y Artesa de Lleida y sobre la superficie estructural del techo de la unidad 5 se encuentran algunos cuerpos de areniscas de geometría canaliforme que tienen una gran continuidad lateral, lo que ha permitido su cartografía como cuerpos individuales. Tienen un espesor aproximado de unos 4 m y una granulometría de arena gruesa y media. Se organizan en secuencias granodecrescentes y muestran superficies de reactivación que delimitan sets con estratificaciones cruzadas en surco y planares.

Debido a su morfología y sus características, se interpretan como el relleno de paleocanales de ríos rectilíneos o meandriiformes de muy baja sinuosidad (ver fig. 1b). Los datos de paleocorrientes recogidos en esta unidad indican una proveniencia de aportes del SE.

Por su posición estratigráfica, intercalada en la unidad 1, se considera una edad Chattiense para esta unidad.

1.1.6. **Alternancia de areniscas y lutitas ocre y rojizas (7). Chattiense**

Esta asociación de facies aflora en el cuadrante suroriental de la hoja, donde se encuentra intercalada en la unidad 1; en ocasiones se dispone sobre los niveles de calizas de la unidad 5.

Se encuentran fuertemente edafizadas. Consisten principalmente en pelitas rojizas con intercalaciones de areniscas y de calcisiltitas. Algunas areniscas, de tamaño de grano medio y fino, presentan superficies de acreción lateral y estratificaciones cruzadas en surco y planares. La mayoría de las capas de arenisca son planoparalelas, con laminaciones paralelas y *rip-les* de corriente.

Al microscopio las areniscas pueden clasificarse como litarenitas bastante carbonatadas (alrededor del 20-30% de carbonatos), con un 15% de cuarzo y un 5% de feldespatos.

Estos materiales se interpretan como una asociación de facies de abanico aluvial distal. Las pelitas representan las facies de desbordamiento (ver fig. 1c).

Por su posición estratigráfica, intercalados dentro de los sedimentos de la unidad 1 se considera una edad Chattiense para estos depósitos.

1.1.7. **Paleocanales de areniscas y microconglomerados (8). Chattiense**

Esta asociación de facies agrupa los cuerpos de areniscas y microconglomerados intercalados en la unidad 1 que tienen una entidad suficiente para permitir su representación cartográfica. Sus afloramientos son, pues, muy pequeños y dispersos, localizándose en el sector centro-septentrional de la hoja.

Un buen ejemplo de estas facies se encuentra en la misma ciudad de Lleida. Las características litológicas son prácticamente idénticas a los depósitos anteriores (11). Únicamente se

diferencian por el tamaño de grano, mayor en este caso. La extensión lateral de estos depósitos de relleno de canal es decamétrica, mientras que su potencia media es métrica.

La edad de estos depósitos es Chattiense, al igual que la unidad 1 dentro de la que se encuentra intercalada.

1.1.8. **Calizas (9). Chattiense**

Este tramo carbonatado aflora en la zona suroccidental de la hoja de Lleida (serie del Embalse del Secà, 04) y se extiende también por las hojas de Maials y Mequinenza. Aunque su potencia es muy reducida (0,8 m) es un nivel muy continuo que tiene un reflejo morfoestructural muy importante, al igual que los tramos carbonatados de Castellans y Arbeca. El buzamiento de esta unidad ronda los 0,7-0,6° hacia el ONO.

Estas calizas se presentan estratificadas en bancos tabulares de espesor decimétrico que presentan abundantes trazas de raíces y una gran tenacidad.

Petrográficamente pueden clasificarse como biomicitas (*wackestone*) con caráceas y ostrácos. Muestra una recristalización importante y porosidades “cavernosas” correspondientes a las cavidades derivadas de la acción biogénica (trazas de raíces). En otros lugares las calizas presentan microfacies correspondientes a calizas lacustres gravelosas (*Crumbly-gravelly limestones*). La tenacidad de esta caliza es debida a una diagénesis (recristalización) temprana.

Por su posición estratigráfica, se atribuye una edad Chattiense a esta unidad

1.1.9. **Alternancia de areniscas finas con lutitas ocreas (10). Chattiense**

Esta asociación de facies se extiende por todo el tercio occidental de la hoja. En el sector del Embalse del Secà-Sunyer, se dispone sobre la unidad 1, mientras que hacia el norte se encuentra en cambio lateral de facies con ella.

Esta unidad está compuesta por arcillas con intercalaciones de niveles lenticulares de areniscas. Presenta también intercalaciones de niveles carbonatados más abundantes hacia el SO. Se ha reconocido en detalle en las columnas del Embalse del Secà (04), Aitona (08) (en la hoja de Mequinenza) y Torres (01). En ninguna de ellas se observa la unidad completa, en la de Aitona se reconoce una potencia mínima de 100 m sin alcanzarse el techo de la unidad.

Las arcillas y limolitas son fundamentalmente rojizas y localmente pueden presentar coloraciones grisáceas o verdosas, sobre todo en las zonas de contacto con niveles de carbonatos o sulfatos debido al tipo de pedogénesis sufrida. Con frecuencia incluyen yesos nodulares y venas de yeso secundario, que a veces presentan un aspecto estratiforme. Los niveles arcillosos suelen mostrar bioturbación por raíces y localmente nodulizaciones debidas a paleosuelos.

Las areniscas son de colores pardo-verdosas, en general de grano medio. Los litosomas de areniscas tienen geometría lenticular, con una potencia máxima de 5 m y extensión lateral

decamétrica. En su base pueden incluir, localmente, niveles de microconglomerados que representan depósitos residuales (*lag*). Como estructuras sedimentarias se observan estratificaciones cruzadas planares y en surco, bases erosivas y *ripples* escalantes. La geometría de estos cuerpos y sus estructuras sedimentarias permiten interpretarlos como depósitos de barras de meandro (*point bar*). Petrográficamente pueden clasificarse como litarenitas con abundantes fragmentos de rocas metamórficas como esquistos y gneises; también presentan un contenido abundante de biotita y yeso, este último tanto como componente detrítico como cemento.

Las arcillas y limolitas son fundamentalmente rojizas y localmente pueden presentar coloraciones grisáceas o verdosas, sobre todo en las zonas de contacto con niveles de carbonatos o sulfatos debido al tipo de pedogénesis sufrida. Con frecuencia incluyen yesos nodulares y venas de yeso secundario. Los niveles arcillosos suelen presentar bioturbación por raíces y localmente nodulizaciones debidas a paleosuelos.

Los niveles carbonatados se disponen en capas de potencia decimétrica. Son calizas bioclásticas, frecuentemente bioturbadas que en ocasiones presentan nódulos de yeso. Están constituidas por biomicritas laminadas y con abundantes restos orgánicos entre los que se reconocen caráceas, ostrácodos, gasterópodos y, en algunos casos fragmentos de huesos de vertebrados.

De acuerdo con sus características sedimentológicas estos sedimentos detríticos pueden interpretarse como depósitos de áreas distales de abanicos aluviales. Se trataría de una llanura aluvial con depósitos de canal, de desbordamiento y desarrollo de procesos edáficos. Los sedimentos carbonatados corresponden a depósitos de charcas efímeras desarrolladas esporádicamente dentro de la llanura aluvial.

La posición cronoestratigráfica de la unidad puede precisarse gracias a los yacimientos de vertebrados situados en la hoja de Fraga: Fraga-2 y Fraga-4, estudiados por AGUSTI, *et al.* (1988), que permiten incluirla en el Chattienense (Oligoceno superior), comprendiendo como mínimo parte de las biozonas *Eomys major* y *Eomys aff. major*. Estas biozonas, definidas para el sector suroriental de la Cuenca del Ebro, corresponden al nivel de referencia MP-27 de Boningen, SCHMIDT-KITTLER (1987).

1.1.10. **Paleocanales de areniscas y lutitas ocre (11). Chattienense**

Esta asociación de facies aflora en las áreas más elevadas de la esquina noroccidental de la hoja, formando el relieve del Pla de les Torres.

Esta asociación de facies está compuesta por dos litologías: areniscas de tamaño de grano medio y arcillas ocre. Tiene una potencia mínima de 30 m, puesto que no aflora su techo. Se dispone sobre la unidad 10 de forma concordante, el límite corresponde a la base de un nivel que incluye paleocanales de gran tamaño. Se ha realizado una columna en el único afloramiento donde aparece esta unidad (Torres, 01)

Las arcillas presentan señales de alteraciones pedogenéticas, desde calcimórfica a *gley*.

Las areniscas presentan geometrías de rellenos de canal con superficies de acreción y estratificación cruzada planar y en surco. Los escasos datos de paleocorrientes que han podido ser recogidos indican una procedencia N-NO.

Las areniscas presentan como elementos detríticos principales cuarzo (40%), fragmentos de calizas (15%), feldespato potásico (15%) y pequeñas cantidades de feldespatos calcico-sódicos. Entre los restos fósiles encontrados se han reconocido las caráceas *Hornichara lagenalis* y *Nitellopsis meriani*.

Estos depósitos se interpretan como pertenecientes a un sistema deposicional aluvial distal. (ver fig. 1c).

La datación cronoestratigráfica de estos materiales puede precisarse por correlación con depósitos equivalentes que afloran en la vecina hoja de Fraga, donde se sitúan los yacimientos de micromamíferos Fraga-4, Fraga-6 y Fraga-7, estudiados por AGUSTI *et al* (1988). Estos autores encuadran estos sedimentos dentro del Chattiense (Oligoceno superior), dentro de la biozona *Rhodanomys transiens* y posiblemente la parte superior de la biozona *Eomys aff. major*.

1.2. CUATERNARIO

La hoja de Lleida presenta gran abundancia y variedad de depósitos superficiales atribuibles al Cuaternario; con el fin de presentar una cartografía lo más clara posible se han representado solamente los de mayor entidad. Los depósitos cuaternarios de Lleida presentan tres áreas de procedencia bien definidas: la primera la constituyen los Pirineos (situados al norte de la hoja), la segunda los relieves calcáreos de La Segarra (situados al este) y la tercera constituida por los conglomerados (pudingas) terciarias de la comarca de Les Garrigues (al sureste).

Para establecer los límites entre el Pleistoceno superior, medio e inferior se han utilizado los criterios señalados por PEÑA. y SANCHO (1988); se han considerado holocenos los depósitos ligados a la dinámica actual-subactual de la zona.

1.2.1. Pleistoceno

1.2.1.1. Conglomerados de cantos y gravas polimícticas, algunas arenas, costras calcáreas a techo. Depósitos fluviales del piedemonte pirenaico (12). Pleistoceno inferior

Estos depósitos afloran en el ángulo noroeste de la hoja y constituyen la culminación de la meseta de Serra Grosa-Vallseca; forman el nivel de terraza T9 del Noguera Ribagorçana (PEÑA Y SANCHO 1988). El depósito está formado por 2 a 4 metros de cantos y gravas bien redondeados, polimícticos (calizas, granitos alterados, conglomerados, cuarcitas, areniscas) de clara procedencia pirenaica. Los cantos se muestra imbricados y dispuestos en barras, con bases erosivas y pertenecientes a canales de ríos de tipo trenzado; en ocasiones aparecen

algunos lentejones arenosos intercalados. El depósito se encuentra muy cementado y a techo aparecen costras calcáreas de hasta 1 m de potencia, de color blanco a ocre. En la base de este "caliche" aparecen facies pulverulentas y a techo nodulares y acintadas. No se ha separado cartográficamente el depósito fluvial de su costra calcárea al constituir una única unidad cartográfica.

1.2.1.2. *Conglomerados de gravas calcáreas redondeadas. Depósitos fluviales procedentes de Les Garrigues (13). Pleistoceno inferior*

Los materiales cartografiados dentro de esta unidad se localizan en el sector suroccidental de la hoja en el alto de Carrasumada y en los relieves contiguos situados al noreste y este. La potencia media de este depósito es de unos 4 metros, pudiendo ser localmente algo superior. Está constituido por gravas y algunos cantos dispersos, bien redondeadas y de alta esfericidad; los clastos son calcáreos, de colores blancos, beige y ocre; localmente se pueden encontrar algunos cantos formados por areniscas rojas y marrones, el tamaño medio de las gravas es de 2 a 4 cm y los cantos de mayor tamaño alcanzan los 10 cm de diámetro. Su procedencia es, sin lugar a dudas, los conglomerados terciarios situados en la cabecera del río Set, en la comarca de Les Garrigues (hoja de Maials).

Los clastos forman un depósito más o menos masivo; los cantos están imbricados, indicando una procedencia del este. El depósito se encuentra generalmente muy cementado; los clastos calcáreos presentan huellas de disolución importantes en la superficie superior, formando "microlapiaces" y recrecimientos calcáreos de carácter espeleotemático en su superficie inferior; a techo presenta una costra calcárea ("caliche") de 20 a 30 cm de espesor con facies bandeadas y nodulares típicas.

1.2.1.3. *Conglomerados de cantos y gravas polimícticas, algunas arenas y limos. Terrazas del Segre (15-16-17-18). Costras calcáreas (14). Cantos y gravas polimícticos, algunas arenas y limos. Terraza del Segre (19). Pleistoceno inferior, medio y superior*

Las terrazas del río Segre forman afloramientos y retazos más o menos continuos situados en ambos márgenes del río. Pueden distinguirse al menos cinco niveles principales. El superior se localiza solamente al sur de Alcoletge y forma pequeños retazos situados a 80 m del nivel actual (tramos 15 y 14 en la cartografía). El siguiente nivel de terraza (+60 m) se sitúa al sur del anterior, en el Pla de Vilanoveta y también al sur de Lleida. El siguiente nivel (+40 m) forma retazos discontinuos en la orilla izquierda. Los dos niveles inferiores (+20 y +10 m) presentan mayor continuidad lateral y aparecen en ambas orillas.

Los depósitos que forman estas terrazas son gravas y cantos polimícticos, que incluyen granitos alterados, calizas, cuarcitas, conglomerados permotriásicos, areniscas triásicas, y otras rocas ígneas y metamórficas de procedencia pirenaica. El tamaño de las gravas es generalmente grueso (3-6 cm) y los cantos mayores miden unos 15 cm; en ocasiones se intercalan algunos bloques de arcillas o areniscas terciarias de mayor tamaño (30-50 cm).

Las gravas y cantos aparecen imbricados, formando barras de canales de tipo trenzado; en ocasiones aparecen algunos lentejones arenosos, y a techo niveles limosos de llanura de inundación. La cementación es mayor en los depósitos más antiguos y menor en los modernos. En las terrazas superiores llegan a formarse algunas costras calcáreas ("caliches") de poca potencia en el techo del depósito, que ocasionalmente han podido cartografiarse, como la unidad 14 que incluye los depósitos de costras carbonatadas desarrollados sobre el nivel de terraza de cota +80 m sobre el cauce actual que se localizan al sur de Alcoletge.

Las terrazas pueden estar en ocasiones recubiertas parcialmente por depósitos de glaciés.

1.2.1.4. *Gravas y cantos polimícticos, arenas limos y arcillas. Depósitos de los glaciés de la margen derecha del Segre (20). Pleistoceno medio y superior*

Los glaciés situados en la margen derecha del Segre conectan los relieves de los depósitos del piedemonte pirenaico con el valle del citado río. La potencia de los recubrimientos detríticos de estos glaciés es baja en general (1 a 2 m) y están compuestos por gravas y cantos polimícticos procedentes de los depósitos del piedemonte pirenaico, fragmentos de caliches, arenas limos y arcillas. El aspecto general de estos depósitos es desordenado. Los afloramientos no permiten buenas observaciones.

1.2.1.5. *Gravas calcáreas redondeadas, arenas, limos y arcillas. Depósitos de los glaciés de Les Garrigues (21). Pleistoceno inferior, medio y superior*

Desde Montoliú de Lleida y el Aeródromo de Albatarrèc, hasta Les Planes de Alfés, se extienden una serie de depósitos de glaciés encajados (véase capítulo de geomorfología). El espesor de estos depósitos es muy variable (desde 1 m hasta más de 4 m); estando constituidos por gravas calcáreas bien redondeadas, de alta esfericidad. En ocasiones se encuentran gravas calcáreas corroídas superficialmente por disolución y con recrecimientos espeleotemáticos, sin embargo estos clastos presentan las huellas de disolución y los recrecimientos espeleotemáticos en posiciones anómalas y no en su posición gravitatoria original; por lo tanto estos glaciés reciclan clastos de depósitos cuaternarios anteriores, similares a los de Carrasumada (unidad cartográfica 14). También aparecen algunos clastos de areniscas terciarias marrones. El porcentaje de arena, limo y arcilla puede llegar a ser muy importante en estos depósitos llegando a formar la mayor parte del depósito y presentando nada más algunas intercalaciones decimétricas de gravas. En áreas próximas al río Segre estos depósitos recubren parcialmente las terrazas del río.

1.2.1.6. *Gravas calcáreas angulosas, arenas, limos y arcillas. Depósitos de los glaciés de La Segarra-Pla de Urgell (22). Pleistoceno inferior, medio y superior*

Estos depósitos ocupan extensas zonas de la orilla izquierda del Segre; destacan entre otros los depósitos de Pena-Margalef, El Pla-Santa María y el situado al norte de Bell-lloch; este

último es clara continuación del cono de deyección del río Corb que ocupa extensas áreas en la vecina hoja de Tàrrrega. El espesor de estos depósitos es de 2 a 4 metros.

1.2.1.7. *Gravas calcáreas, arenas y limos. Terrazas de las "rieras" Sed y Femosa (23). Pleistoceno superior*

Los cauces de las "rieras" Sed y Femosa desarrollaron un nivel de terrazas, correlacionable con la terraza más joven del río Segre, de cota +10 m sobre el cauce actual. Sus depósitos están compuestos por gravas con cantos de calizas terciarias derivadas de los afloramientos próximos, arenas y limos.

1.2.1.8. *Limos, arenas, arcillas y gravas. Depósitos de terrazas bajas y llanura de inundación (24), meandros abandonados (26) y cauce actual del río Segre (25). Holoceno*

El nivel de terrazas más bajo del río Segre está situado por lo general a una cota de 1,5 a 2 m sobre el cauce actual, sus depósitos consisten en cantos y gravas con áreas de arenas y limos. Los depósitos más groseros del cauce actual del río Segre son bloques, cantos y algunas gravas de rocas calcáreas, ígneas y metamórficas procedentes de la cordillera pirenaica, dispuestos en barras pertenecientes a un río de tipo anastomosado de tendencia meandri-forme que deposita gravas, limos, arenas y arcillas. Los depósitos de llanura de inundación son de naturaleza básicamente limosa y arcillosa.

1.2.1.9. *Limos, arenas, arcillas y gravas. Coluviones (27 y 29). Fondos de "rieras" (28). Conos de deyección (30). Glacis subactual (31). Depósitos de ladera (32). Holoceno*

Los depósitos ligados al lavado de las vertientes y acumulación en fondos de valles y "rieras", pies de ladera, coluviones y conos de deyección, tienen una composición fundamentalmente limo-arcillosa con algún nivel de gravas y algo de arena.

2. TECTONICA

2.1. MARCO TECTONICO REGIONAL

La Hoja de Lleida está situada en el sector oriental de la Cuenca del Ebro.

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 Piri-

neos 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 occidentales. 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.

La hoja de Lleida se sitúa en una posición aproximadamente equidistante entre el Orógeno Pirenaico y Los Catalánides, y presenta una estructura geológica muy sencilla, ya que las deformaciones ligadas a los bordes de las cadenas quedan muy amortiguadas en este sector.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Los materiales terciarios que afloran en la hoja son en su totalidad de edad oligocena, pero pese a ser coetáneos con parte de la deformación de las cadenas adyacentes se encuentran muy poco deformados. Los niveles de calizas que forman extensas superficies estructurales en la mitad meridional de la hoja se disponen con un ligero basculamiento (1-2°) hacia el ONO. Esta disposición es muy constante a lo largo de la región, de forma que la sucesión estratigráfica va siendo progresivamente más joven conforme nos desplazamos, en sentido E a O desde la hoja de Cervera hasta la de Peñalba a través de las hojas de Tàrraga, Lleida y Fraga.

En la mitad septentrional de la hoja no existen niveles de referencia (niveles de calizas) con la extensión suficiente para poder determinar con cierta fiabilidad la orientación de los estratos, sino que afloran tramos predominantemente detríticos. A esto se une la presencia de un recubrimiento cuaternario importante y una topografía poco favorable para la existencia de afloramientos adecuados. Su estructura debe resolverse en relación con la de la vecina hoja de Balaguer (al norte), que muestra un buzamiento generalizado hacia el sur en el flanco meridional del Anticlinal de Barbastro-Balaguer, que se va amortiguando hacia el sur. Por lo tanto la hoja de Lleida presenta una estructura general en sinclinal muy laxo, de orientación aproximada E-O, con una inmersión de su eje de forma muy suave hacia el oeste.

En esta hoja no se han observado apenas criterios para determinar la existencia de una estructura que condicione el curso del río Segre, puesto que la extensión del recubrimiento cuaternario y las características litológicas del Terciario de la misma no permiten una observación adecuada. El río Segre mantiene una orientación muy constante a lo largo de buena parte de su recorrido dentro de la Cuenca del Ebro. El análisis microestructural de las fracturas y diaclasas revela la existencia de orientaciones anómalas de las mismas respecto al campo de esfuerzos regional, que serían coherentes con una fracturación previa de orientación paralela al río Segre.

La cartografía muestra que los ríos y “vales” de la vertiente oriental del Segre muestran tramos rectilíneos con dos orientaciones preferentes: E-O y NO-SE. Este carácter se manifiesta con mucha mayor intensidad en la vecina hoja de Tàrraga y en parte de la Cervera, situadas al este. El río Corb mantiene una dirección E-O a lo largo de gran parte de las hojas de Cervera y Tàrraga. En la primera el trazado del río está condicionado a lo largo de más de 8 km por una falla observada en su vertiente norte. La prolongación de esta estructura hacia la hoja de Lleida coincide con el curso del Femosa, aunque no se han observado fallas en este último tramo. CALVET (1977) y GALLART *et al.*, (1984) sugieren la posibilidad de actividad neotectónica en esta estructura al detectar anomalías geomorfológicas en el sector meridional del Pla d’Urgell.

2.3. EVOLUCION TECTONICA

Los datos existentes en el marco de la hoja no permiten establecer grandes precisiones sobre su evolución tectónica, que debe contemplarse en el contexto regional.

El relleno de la cuenca por depósitos molásicos fluviales y lacustres parece condicionado desde el Oligoceno (al menos) por la actividad tectónica en el Pirineo, que origina una gran subsidencia relativa de la Cuenca del Ebro.

Los datos de subsuelo (RIBA *et al.* 1983) indican que el eje de la cuenca sufre una traslación continua de norte a sur desde el Paleoceno al Mioceno superior. También se observa que durante el Eoceno y Oligoceno existen dos depocentros, uno en Navarra-La Rioja y otro en Cataluña, separados por un alto relativo situado en Los Monegros. A partir del Mioceno el depocentro se sitúa en la zona de Los Monegros-Bajo Aragón al tiempo que cesa la sedimentación en la parte catalana. En la parte occidental la sedimentación conti-

núa durante gran parte del Mioceno a favor de los surcos sinclinales de Navarra y Rioja (formados a comienzos del Mioceno), prolongándose durante el Mioceno superior al menos en la Rioja Alta y la Bureba, cuyo Terciario más moderno llega a enlazar con el de la Cuenca del Duero.

Aunque el orógeno pirenaico ha sido el que mayor incidencia ha tenido en la configuración y evolución de la Cuenca del Ebro, las demás cadenas periféricas han ejercido también cierta influencia sobre la misma, aunque quizás más restringida a los bordes. Las relaciones entre tectónica y sedimentación han permitido a ANADON *et al.* (1986) interpretar el margen catalánide de la Cuenca del Ebro como el resultado de una tectónica de desgarre convergente a lo largo de fallas sinistras escalonadas que afectan al basamento. Durante el Paleógeno el borde de la cuenca ha sufrido traslaciones, y la última posición del mismo está señalado por una importante sedimentación conglomerática con varias discordancias progresivas. Su edad varía, siendo más reciente en el suroeste y más antigua en el noreste (ANADON *et al.*, 1979). En lo que respecta al borde ibérico, también registra actividad tectónica con repercusiones en la cuenca, sobre todo en los extremos noroeste (frente de los sierras de Cameros y Demanda) y sureste (enlace con los Catalánides).

Durante el Mioceno y Plioceno tiene lugar una etapa de tectónica predominantemente extensional que afecta a la mayor parte del NE peninsular, aunque siguen existiendo indicios de actividad compresiva incluso hasta el Mioceno inferior en el sector central de la cuenca, y durante el Mioceno medio en la parte occidental. Este régimen tectónico originó en la parte oriental fosas distensivas frecuentemente controladas por fallas preexistentes que se superponen a las estructuras de plegamiento de los Catalánides (fosas del Vallés-Penedés, Camp de Tarragona, ...). La influencia de esta tectónica extensional excede con frecuencia el dominio de las fosas, y se manifiesta en los depósitos terciarios del borde oriental de la cuenca mediante enjambres de fallas normales.

En etapas más recientes, un régimen distensivo generalizado da lugar a una fracturación y diaclasado que se manifiestan tanto en la Cuenca del Ebro como en la Cordillera Ibérica (SIMON, 1989).

2.4. NEOTECTONICA

Hacia el Mioceno superior-Plioceno se produjo en la región una tectónica de tipo distensivo que, aunque no se manifiesta por fallas cartográficas, sí produjo un sistema de diaclasado bastante homogéneo y débiles pero extensos basculamientos probablemente controlados por grandes fallas del subsuelo. El campo de esfuerzos sería una distensión tendiente a radial con la dirección de esfuerzo mínimo (s_3 próximo a E-O, lo que hace que se forme una familia principal de diaclasas en torno a N-S. El intercambio de s_2 y s_3 en la horizontal tras producirse dichas fracturas daría lugar a una familia secundaria en dirección E-O. En esta zona la presencia de una fracturación previa NE-SO es probablemente la razón de que las trayectorias del campo de esfuerzos regional se desvíen para hacerse paralelas y perpendiculares a las mismas, predominando netamente el campo secundario sobre el primario. La existencia de este tipo de fracturas viene apoyada por la presencia de un basculamiento hacia el NO de las

series oligocenas interpretado por GALLART *et al.* (1984) a partir de la evolución cuaternaria del río Corb en el Pla d'Urgell.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1 DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Lleida se sitúa por entero dentro de la unidad fisiográfica de la Depresión Terciaria del Ebro y forma parte de la Depresión Central Catalana. La precipitación media anual es de 400 mm y la temperatura media anual de 14°-15°C.

El río Segre cruza la hoja en sentido norte-nordeste a sur-suroeste y conforma el accidente fisiográfico principal de la hoja. Al este y oeste del citado río se extienden amplias zonas de relieve muy suave, son los Llanos de Urgell y de Lleida. Solamente en los extremos sur y noroeste de la hoja el relieve se hace más accidentado, levantándose algunas mesetas prominentes sobre los llanos (Valseca, 317 m; Carrasumada, 210 m; Tosalgros, 252 m; Michaute, 333 m).

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. Estudio morfoestructural

La arquitectura geológica del sustrato es el primer condicionante del relieve a considerar, que permitirá comprender la distribución de los conjuntos orográficos principales.

La geología de la hoja presenta dos características fundamentales que condicionan de modo general la distribución del relieve. En primer lugar la gran homogeneidad litológica, constituida por arcillas con algunos litosomas de areniscas forman la litología dominante y presentan escaso control de las formas del relieve; en algunas ocasiones la presencia de estos litosomas originan pequeños relieves o escarpes de origen estructural.; únicamente en el sector meridional de la hoja las intercalaciones carbonatadas dan lugar a superficies y escarpes estructurales de mayor entidad.

En segundo lugar, la estructura geológica apenas influye en la ordenación del modelado puesto que la serie es subhorizontal; el buzamiento general es hacia el noroeste y norte y generalmente muy suave (entre 0,5 y 2°).

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Laderas

Las laderas constituyen, generalmente, una parte fundamental de la totalidad del paisaje; pero dadas las peculiares características de la región sólo ocupan en la hoja de Lleida una pequeña porción del territorio.

Tres son los factores básicos a considerar para juzgar adecuadamente las características de las laderas. En primer lugar, la escasa energía general del relieve. En segundo lugar, la inversión del relieve como proceso dominante en el desarrollo del mismo. En tercer lugar, la intensa actividad agrícola desarrollada en todo el territorio y que controla actualmente los procesos de ladera.

Por todo lo expuesto es difícil establecer una clasificación clara de los tipos de laderas existentes en la hoja; de modo general son elementos de corto desarrollo, que enlazan los escarpes de los relieves invertidos con los niveles inferiores existentes. El desnivel de las mismas es bajo (de 10 a 70 metros) y la regularización general de su forma por la intensa actividad agrícola es el proceso dominante.

3.2.2.2. *Formas fluviales*

Para comprender correctamente la relación entre el relieve de la hoja y las formas debidas a los procesos fluviales hay que considerar que los ríos de procedencia pirenaica (Segre) constituyen un elemento "extrazonal" (ALBERTO *et al.*, 1984), sin relación con las condiciones climáticas de la hoja (mucho más áridas que las existentes en la zona pirenaica).

Las formas fluviales "extrazonales" presentes están constituidas por los depósitos del río Segre y sus terrazas.

Los depósitos del piedemonte pirenaico señalados en el ángulo noroeste de la hoja (Vallseca-Sierra Grossa) corresponden a depósitos aluviales de clara procedencia pirenaica y por tanto "extrazonales" (PEÑA y SANCHO, 1988); si bien atendiendo a su morfología se ha considerado conveniente incluirlos en el capítulo de formas poligénicas.

Como formas de origen claramente fluvial y de características climáticas "zonales" se han señalado los depósitos de Carrasumada y algunos retazos de terrazas pertenecientes a los ríos procedentes de La Segarra y Les Garriges, y las incisiones lineales de algunos arroyos.

3.2.2.3. **Formas endorreicas**

En la cartografía geomorfológica sólo se han señalado como formas claramente endorreicas las zonas pantanosas existentes sobre los rellenos detríticos del Embalse de Secá.

Otras depresiones cerradas o semicerradas existentes en la hoja serán tratadas en el apartado de formas poligénicas.

3.2.2.4. **Formas antrópicas**

Dado el alto uso agrícola del suelo y la alta demanda del mismo para otros usos que existe en la hoja, las formas debidas a procesos antrópicos son muy importantes.

La comparación de fotografías aéreas tomadas en distintas fechas (1956-1984) permite apreciar la importancia de los cambios topográficos y dinámicos existentes. Estos cambios son especialmente espectaculares en el ángulo noroeste de la hoja y se manifiestan como rellenos de acarcavamientos y torrenteras con pérdida de su dinámica, así como una regularización general de las ladera con importante redistribución de los materiales.

Los bancales y aterrazamientos agrícolas son formas topográficas de origen antrópico muy frecuentes en la zona y se distribuyen de acuerdo a dos patrones. En primer lugar existen bancales y aterrazamientos agrícolas situados en las laderas construidos con el fin de retener el suelo y facilitar las labores agrícolas (en las áreas donde estas prácticas son extensivas han sido señaladas en el mapa geomorfológico). En los fondos planos de las "rieras" o "vales" también existen bancales transversales a la dirección de las mismas construidos con objeto de retener el suelo y sobre todo la escasa agua de arroyada existente y mejorar así su humedad.

Otras formas antropogénicas de carácter puntual pero destacables (graveras, canales, presas, rellenos artificiales) han sido señaladas en el mapa geomorfológico.

3.2.2.5. *Formas Poligénicas*

En este apartado se incluyen las formas que implican la acción simultánea o sucesiva de procesos diversos.

En el ángulo noroeste de la hoja (Vallseca-Sierra Grossa) se encuentra una alta meseta formada por importantes depósitos de origen claramente fluviales (barras de canales de tipo trenzado) que muestran recubrimientos de costras calcáreas muy gruesas. La procedencia de sus cantos es claramente pirenaica y por su posición regional pueden interpretarse como antiguos depósitos del río Noguera Ribagorzana previos a su captura por el Segre a la altura de Corbins, en la hoja de Balaguer (PEÑA y SANCHO, 1988). A pesar de su origen fluvial se ha preferido mantener estas formas dentro de las formas poligénicas y bajo el título de "Depósitos del Piedemonte Pirenaico" por varios motivos: la ausencia de laderas de los paleovalles que confinaron esta red fluvial, su extensión longitudinal y transversal (en comparación a las terrazas), la presencia de costras calcáreas de gran desarrollo que condicionan su resistencia frente a la erosión y constituyen el material subaflorante en gran parte de su superficie y el hecho de que constituyan plataformas que destacan en el paisaje en forma de mesetas y alejadas de la red fluvial actual.

Dada la confusión existen en la utilización del término "glacis" (GALLART, 1977; GONZALO, 1981) se precisa su uso aquí para formas que se ajusten a su sentido descriptivo original y tengan carácter climático claramente "zonal" (en contraposición a los depósitos del piedemonte pirenaico con características claramente "extrazonales"); por lo tanto y dadas las características de la hoja se han señalado como "glacis" las formas debidas a depósitos procedentes de la propia Cuenca Terciaria del Ebro y que no presentan características estrictamente fluviales.

En general pueden agruparse en tres familias bien distintas, los “glacis” situados en la margen derecha del Segre y que conectan los relieves de los “depósitos del piedemonte pirenaico” y el valle del río; los “glacis” cuyos depósitos provienen de la comarca de Les Garrigues y se extienden por las proximidades de Montoliú de Lleida, Aeródromo de Albatarrèc y Les Planes, y los “glacis” provenientes de La Segarra y que se extienden por el resto de la margen izquierda del Segre. Tal y como ya se señaló en el capítulo de estratigrafía del Cuaternario cada una de estas familias presenta un espectro litológico característico.

Las “vales” (en Aragón) o “rieras” (en Lleida) son valles secundarios de fono plano rellenos por material detrítico de origen poligénico (aporte lateral de las laderas, aportes fluviales y de arroyadas, retención de suelo por bancales agrícolas) típicos de la Depresión del Ebro.

La distinción entre depósitos aluvial-coluviales y “vales” o “rieras” es meramente morfológica; los aluvial-coluviales representan formas menos confinadas que se abren en forma de “engolfamientos” o *embayments*.

Otro rasgo muy característico de la zona es la presencia de pequeñas depresiones cerradas o semicerradas rodeadas por un escarpe mal definido. La distribución de estas formas no sigue un patrón claro en la hoja, apareciendo sobre depósitos de glacis cuaternarios, o directamente sobre el sustrato terciario. El origen de estas depresiones es poco claro, señalándose que pudieran en parte estar condicionadas por procesos de disolución superficial o acciones eólicas (o bien una combinación de ambos procesos).

3.2.3. Formaciones superficiales

La selección de los distintos depósitos superficiales representados, se ha realizado en función de tres criterios fundamentales, su composición litológica, su forma deposicional y su significado geomorfológico en el contexto del mapa y la región.

Las características litológicas y sedimentológicas de los depósitos superficiales, ha sido expuestas en el capítulo de estratigrafía del Cuaternario y las formas de relieve deposicionales han sido tratadas en el capítulo anterior, por lo que en este capítulo se tratarán brevemente algunos aspectos geomorfológicos de las formaciones superficiales no expuestos en los capítulos precedentes.

Los depósitos fluviales culminantes o “depósitos del Piedemonte Pirenaico” han sido interpretados por diversos autores como “acumulaciones pliocuaternarias” (ALBERTO *et al.*, 1983 y PEÑA, 1983) sin relación con la dinámica fluvial cuaternaria. A la luz de datos cartográficos más completos estos depósitos se interpretan actualmente como estrictamente fluviales y relacionados con la dinámica fluvial cuaternaria, siendo los procesos de captura los que condicionan los cambios de posición de los ríos (PEÑA y SANCHO, 1988) y la inversión del relieve el proceso que los aísla y eleva sobre los valles posteriores.

La intensa actividad antrópica y el escaso desarrollo de las laderas (a causa del escaso relieve) dificultan enormemente la caracterización morfológica de las laderas, por lo que se ha sim-

plificado su cartografía al máximo. Estos mismos factores dificultan también la distinción entre los depósitos y formas de las partes bajas de las laderas y los fondos de “vales” y “engolfamientos” (aluvial-coluvial), por esto mismo se han simplificado la cartografía a los elementos más destacables del paisaje de manera que se obtenga una mejor lectura del mapa.

Sobre los depósitos superficiales existentes en la hoja aparecen frecuentemente costras calcáreas o “caliches” más o menos potentes. El desarrollo de estas formaciones parece estar condicionado fundamentalmente por dos factores, la antigüedad y el contenido en carbonato cálcico del depósito superficial. Los “caliches” son por tanto más potentes en los depósitos más antiguos y están ausentes en los más jóvenes; también adquieren mejor desarrollo sobre los depósitos de gravas calcáreas procedentes de Les Garrigues que sobre los procedentes de La Segarra, y en éstos a su vez se presentan mejor desarrollados que sobre los de procedencia pirenaica.

3.4. EVOLUCION DINAMICA

La inexistencia de registro sedimentario correspondiente al Mioceno y Plioceno hace difícil precisar cuales fueron los primeros estadios de la cronología denudativa de la región. Algunas consideraciones de carácter regional permiten suponer que el desplazamiento del depocentro de la Cuenca Terciaria del Ebro hacia la región aragonesa al comenzar el Mioceno (RIBA *et al.*, 1983) debió de ir acompañada de importantes cambios en la región, de los cuales nada sabemos. El paso de la Cuenca del Ebro de un régimen endorreico a otro exorreico constituye el punto de partida de la evolución geomorfológica reciente de la región. Este cambio provocó el inicio del vaciado erosivo de la Depresión y debió producirse aproximadamente en el tránsito Mioceno-Plioceno (RIBA *et al.*, 1983). Este momento posiblemente estuvo acompañado de un levantamiento generalizado de la Cuenca del Ebro.

Los depósitos del piedemonte pirenaico (nivel **i** de la cartografía geomorfológica) constituyen los relieves culminantes de la hoja y representan la primera secuencia reconocible en el desarrollo del paisaje. Estos depósitos pertenecían a un sistema fluvial de tipo trenzado, de procedencia claramente pirenaica y asociado a la cuenca del río Noguera Ribagorzana.

El siguiente episodio reconocible está representado por los depósitos del nivel de Carrasumada (episodio **b** de la cartografía), también conforma un nivel fluvial pero no relacionado con el río Segre sino procedente de un curso fluvial situado al este en la comarca de Les Garrigues. Por su posición topográfica es anterior a la primera terraza del río Segre y posterior al nivel superior del piedemonte pirenaico.

Otros depósitos situados en zonas próximas y de procedencia pirenaica, pero no aflorantes en la hoja, señalan que anteriormente a la primera terraza del Segre y de forma más o menos simultáneamente al depósito del nivel de Carrasumada el sistema fluvial del río Noguera Ribagorzana era funcional (PEÑA y SANCHO, 1988) pero aún no había sido capturado por el Segre a la altura de Alfarrás y Corbins (hoja de Balaguer). Por relaciones topográficas es lógi-

co pensar que el nivel de Carrasumada es correlativo a los depósitos de Sierra Pedregosa (hoja de Fraga) pertenecientes al citado sistema del Noguera Ribagorzana.

La primera terraza del Segre reconocible en la hoja se sitúa junto a Alcoletge y debe de ser muy poco posterior (o quizá incluso simultánea) al nivel de Carrasumada; también se han considerado como contemporáneos a estos depósitos el nivel superior de glacis de Les Planes (próximo a Alfés), el del vértice Pla (al sur de Artesa de Lleida) y los de Pena y Margale; esta última relación es señalada asimismo por CALVET (1980). Estas primeras etapas del desarrollo del relieve quedan por tanto caracterizadas por retazos de depósitos desconectados (a excepción de los depósitos de Pena y Margalef) que no permiten obtener una idea global del paisaje existente, pero en líneas generales indican la existencia de un valle principal de procedencia pirenaica próximo a la posición actual del Segre al cual llegaban sistemas secundarios provenientes de Les Garrigues y La Segarra. El encajamiento posterior de la red de drenaje principal con formación de terrazas encajadas, la formación de importantes glacis en la red secundaria y la inversión del relieve son los procesos que van a condicionar el posterior desarrollo del paisaje durante las siguientes etapas.

La primera terraza bien conservada del río Segre se sitúa a 60 m sobre el cauce actual y forma retazos situados en ambas orillas del río más o menos continuos (sur de Alcoletge, Pla de Vilanoveta, sur de Lleida, Hospital Psiquiátrico, etc.). Contemporáneamente al desarrollo de esta terraza se conforma un amplio glacis (Santa María, El Pla) procedente de La Segarra y que se extiende hacia el norte y oeste, enlazando y recubriendo parcialmente la terraza de 60 m a la altura del Pla de Vilanoveta (CALVET, 1980). También hemos considerado oportuno incluir como correspondientes a esta secuencia el nivel detrítico inferior de Les Planes (en Alfés), el de Sant Sprit y otros retazos menores distribuidos a lo largo de la hoja.

La etapa siguiente queda representada en el valle del Segre por la terraza de 40 m; durante esta etapa se desarrollan glacis que enlazan los relieves de los depósitos del piedemonte pirenaico con el valle del Segre, y glacis procedentes de Les Garrigues y La Segarra en las zonas del Aeródromo de Albatarrrech y al noroeste de Bell-Lloch respectivamente.

La siguiente secuencia desarrolla también terrazas y glacis en posiciones similares pero encajándose en la etapa anterior.

Las últimas etapas en el desarrollo del relieve se caracterizan por la creación de la última terraza claramente diferenciable en el valle del Segre (a 10 m sobre el cauce) y encajamiento de la red fluvial secundaria (especialmente en el sur de la hoja) y formación de "engolfamientos" con depósitos de material coluvial-aluvial.

3.5. MORFOLOGIA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

El río Segre ha sufrido importantes variaciones dinámicas en los últimos años; en 1956 funcionaba como un río de tipo trenzado y presentaba grandes barras de canal entre las que discurrían los brazos del río, el canal de estiaje mostraba una cierta tendencia meandriforme;

actualmente presenta en casi todo su recorrido en la hoja un cauce único de carácter meandriforme y las antiguas barras han sido cubiertas por depósitos limosos recubiertos de vegetación.

La construcción de presas y embalses en las cuencas altas de los ríos Noguera Ribagorçana, Noguera Pallaresa y Segre ha sido el factor principal modificador de la dinámica del río.

El intenso laboreo agrícola y la consecuente utilización de los recursos hídricos para riego, condiciona de gran manera el funcionamiento actual del paisaje.

Otras acciones antrópicas de carácter no extensivo, pero de alta incidencia en la modificación del relieve (canteras, graveras, acumulaciones artificiales), provocan importantes cambios morfológicos.

Vemos, por lo tanto, que son las acciones humanas las responsables en gran medida de las modificaciones de la dinámica geomorfológica natural.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La hoja de Lleida se sitúa en el sector central de la Cuenca del Ebro, en una posición intermedia entre el Pirineo y las Cadenas Costero-Catalanas. Esta cuenca corresponde a los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico, aunque sus márgenes meridional y oriental estuvieron afectados por la actividad tectónica de la Cordillera Ibérica, y de la Cordillera Costero Catalana.

Durante el Paleoceno, en el margen meridional de la cuenca de antepaís surpirenaica se depositaron materiales continentales (Formación Mediona; FERRER, 1971). En el Llerdiense, tuvo lugar una transgresión marina generalizada de forma que durante gran parte del Eoceno, en el margen septentrional de la cuenca se desarrollaba una sedimentación marina.

En el Eoceno superior (Priabonense), la cuenca de antepaís pasa a ser una cuenca endorreica. En estas condiciones de sedimentación continental se desarrollaron extensos sistemas de abanicos aluviales y redes fluviales distributivas desde los márgenes hacia el centro de la cuenca, en donde se depositaron importantes acúmulos de sedimentos lacustres carbonáticos y evaporíticos.

La sedimentación de los sistemas aluviales tiene lugar de forma coetánea con la deformación de los orógenos que circundan la cuenca. Este hecho queda reflejado en las discordancias progresivas y angulares desarrolladas en los materiales conglomeráticos de abanico aluvial proximal que son observables en numerosas localidades: Formación Berga (RIBA, 1976) en el Pirineo; sistemas de Sant Miquel de Montclar, de la Llena y del Montsant (ANADON *et al.*, 1986) en la Cordillera Costero Catalana. La tectónica sinsedimentaria, desarrollada en la cuenca durante el Oligoceno y el Mioceno, también queda reflejada por

la progresiva migración, a través del tiempo, que efectúan los depocentros lacustres hacia el oeste.

Los materiales más antiguos aflorantes en la hoja de Lleida son de edad Oligoceno superior (límite Estampiense-Chattiense). Estos sedimentos son fundamentalmente detríticos, estando la región durante este período ocupada por un amplio sistema aluvial que recibía aportes procedentes del dismantelamiento del orógeno pienzaico y de Los Catalánides, que confluían en la hoja. Las áreas topográficamente más deprimidas se localizaban en las áreas meridionales de la hoja donde se producían encharcamientos efímeros que dieron lugar al depósito de delgados niveles de calizas lacustre-palustres de forma esporádica.

Hacia la parte alta del Chattiense (biozona de *Rhodanomys transiens*) se produce en el área una invasión de sedimentos aluviales de carácter más grosero que reflejan el avance de un sistema aluvial de procedencia pirenaica.

A partir del Oligoceno superior y hasta el Plioceno no existe registro sedimentario. Por consideraciones regionales, puede indicarse que la sedimentación, probablemente en condiciones lacustres dando lugar a depósitos carbonatados, debió prolongarse durante el Mioceno inferior por lo menos.

La Cuenca del Ebro se ve sometida hasta el Mioceno inferior (Ageniense-Aragoniense) a un régimen tectónico de tipo compresivo, produciéndose a partir del Aragoniense un cambio en las condiciones de esfuerzos hacia un régimen distensivo que debió prolongarse hasta el Plioceno (SIMON, 1989)

En el tránsito Mioceno-Plioceno se produce un fuerte cambio en las condiciones de sedimentación de la cuenca tras el establecimiento de la red fluvial del Ebro como sistema de transporte y erosión exorreico hacia el Mediterráneo que 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 cuenca, relacionadas con cambios climáticos y con claro predominio global de las primeras.

El intenso proceso de vaciado erosivo configura la morfología actual del área mediante un modelado de erosión diferencial. Las etapas acumulativas permiten la formación de sucesivos niveles de glaciés y terrazas asociados a los cauces fluviales principales.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS NATURALES

Las formaciones sedimentarias de la hoja son poco propicias para la existencia de minerales metálicos o no metálicos de beneficio habitual. En cambio el denso poblamiento y el dinamismo económico de la comarca del Segriá demandan rocas para la industria de la construcción que es la única actividad explotadora registrada.

5.1.1. **Minerales no metálicos**

En la perforación del sondeo petrolífero Lleida I (1963) se cortó la Fm. Barbastro entre los 676 y los 938 m con su composición habitual de margas, arcillas y calizas con anhidrita. No es imaginable un horizonte temporal en que esta formación puede llegar a tener interés económico.

5.1.2. **Rocas industriales**

Al norte y sur de la ciudad de Lleida y sobre las márgenes del Segre, tanto en el cauce actual como en sus terrazas, se encuentran varios grupos de explotaciones de grava (hasta 9 inventarios) que son sólo parte de los que han llegado a estar activos para el suministro de la abundante infraestructura de carreteras y la autopista A-2, así como al crecimiento urbano de la comarca.

Se trata de gravas poligénicas con cantos de naturaleza muy variada y una distribución de tamaños muy desplazada a los gruesos. Las reservas son muy grandes, pero el impacto ambiental de su extracción y los costos de suelo (de alto aprovechamiento agrícola) son muy elevados. En todo caso la ausencia de rocas cercanas susceptibles de ser utilizadas para áridos de machaqueo, y la pujanza económica de la comarca mantendrán elevado el interés económico de los aluviones recientes y terrazas del río Segre, que cruza en diagonal la hoja.

Por razones similares de pujante demanda, la extracción de arcilla para la fabricación de cerámica estructural se asienta en múltiples puntos (14 inventarios) la mayoría en actividad. Y éstos son sólo parte de los que han llegado a estar en explotación.

Todas las explotaciones se sitúan a lo largo de la N-II y C-1313 que son los ejes económicos de la Comarca, con la Ciudad de Lleida por punto nodal.

La formación Moladas de Urgell, del Oligoceno superior, es el asiento de todas las explotaciones de arcilla. Esta formación que presenta en la hoja sedimentos de facies aluviales distales se concreta en una alternancia básica de limolitas y lutitas ocre-rojizas subhorizontales que intercalan barras canaliformes de areniscas finas y compactas; en general subordinadas, pero que condicionan con su necesario desmonte la explotabilidad de los afloramientos.

Una composición representativa del material arcilloso de la zona es:

SiO ₂	43,88	48,2	%
Al ₂ O ₃	14,31	19,04	%
Fe ₂ O ₃	6,1	6,57	%
CaO	9,01	13,1	%
K ₂ O	2,3	2,71	%

Aunque la presencia de areniscas rebaja mucho el coeficiente de aprovechamiento, la mecanización de los tajos y la pujanza de la demanda permiten suponer un futuro próspero al sector.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La principal formación acuífera que se encuentra dentro de la hoja la forman los depósitos fluviales del río Segre, que se incluyen en el sistema acuífero a escala regional número 62 - Aluvial del Ebro y Afluentes.

Otros materiales con interés son el resto de depósitos cuaternarios, sobre todo aquellos que afloran en el sector NO y que corresponden al borde del acuífero denominado "Gravas de Urgell".

Las formaciones terciarias en la zona son de naturaleza fundamentalmente detrítica, con una proporción variable de niveles de areniscas que les confieren cierta permeabilidad por porosidad, aunque siempre mucho menor que en los casos citados anteriormente.

Los estudios hidrogeológicos efectuados en el área, se han restringido prácticamente al aluvial del río Segre. En el informe sobre el sistema acuífero 62, llevado a cabo por el I.T.G.E. dentro del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (P.I.A.S.), se han establecido las principales características en cuanto a parámetros y funcionamiento. También la Generalitat de Catalunya dispone de datos, tanto del aluvial del Segre, como de las gravas de Urgell, sobre todo en cuanto se refiere a inventario de puntos de agua.

El inventario existente en la actualidad se distribuye, en cuanto a su naturaleza, de la siguiente manera:

OCTANTE	*NATURALEZA				TOTAL
	M	P	S	O	
1		4			4
2	1	5			6
3		10	1	4	15
4	1		2		3
5	3	15			18
6		9	1	1	11
7					
8		1			1
TOTAL	5	44	4	5	58

*Naturaleza: M-Manantial P-Pozo S-Sondeo O-Pozo-galería Galería

El uso mayoritario de las aguas subterráneas se concentra en el abastecimiento a granjas y a la industria, sin embargo este uso es mínimo respecto al que se realiza de las aguas superficiales.

5.2.1. Climatología

El I.N. de Meteorología dispone de 15 estaciones de control dentro de la hoja, de las cuales sólo 4 recogen datos de temperatura además de los de precipitación.

La estación 9771 - Lleida (Observatorio) es la que dispone de una serie de datos más prolongada, con 75 años completos de registro.

La precipitación anual media es escasa, situándose por debajo de los 400 mm (ver mapa de isoyetas medias). Las estaciones más lluviosas corresponden a la primavera y el otoño.

Las temperaturas medias anuales son del orden de 14 - 15°C. La máxima mensual corresponde a julio y la mínima a enero, con una amplitud entre ambas de 19°C.

La evapotranspiración potencial calculada según el método de Thornthwaite da valores de 844 mm anuales, lo que supone más del doble de la precipitación. Los déficits, teniendo en cuenta sólo los aportes de las lluvias, son muy acusados, sobre todo en la época estival.

El clima de la hoja de Lleida, según la clasificación de Papadakis, es de tipo Mediterráneo Continental Templado, con dos zonas agroclimáticas diferenciadas. La mitad septentrional tiene invierno Avena Fresco, verano Arroz y régimen de humedad Mediterráneo Seco. La parte meridional tiene invierno Avena Cálido, verano Arroz y régimen de humedad Mediterráneo Seco.

5.2.2. Hidrología

El río Segre es el cauce de mayor importancia dentro de la hoja, atravesándola en dirección NE - SO. Sus principales afluentes son el río Set y la riera de Femosa.

Todo el territorio está incluido en la Cuenca del Ebro, y más concretamente en la cuenca de su afluente el río Segre. Según la clasificación decimal de ríos del M.O.P.U., se pueden diferenciar otras subcuencas; la mayoría drena directamente hacia el río Segre, salvo una pequeña zona al NE que vierte aguas hacia el río Corb, y una franja a lo largo de río Set, que es tributaria directa del mismo.

La red oficial de estaciones de aforo del M.O.P.U. dispone de 3 puntos de control: estación número 24 - río Segre en Lleida, estación número 219 - río Segre en Torres de Segre y estación número 411 que controla la derivación del canal de Urgell a partir del río Segre. Las dos primeras toman además de caudal, datos de calidad.

El caudal medio anual registrado en la estación 24, considerando una serie de 71 años, es de 88 m³/s. La superficie de la cuenca en este punto es de 11369 km². Existe una gran diferencia entre el régimen que presenta el Segre, con circulación permanente y caudales importantes, y el resto de ríos y barrancos de la zona, que presentan caudales reducidos y en muchos casos, una ausencia total de circulación. La razón de esto es la aloctonidad de este río respecto a los territorios que atraviesa en esta hoja, ya que sus principales aportes los recibe aguas arriba, en las zonas pirenaicas.

Existe un denso entramado de canales y acequias, sobre todo en la mitad norte del área. Los más importantes son el canal de Urgell y el canal de Serós, derivados del Segre. También existen diversas balsas y embalses, siendo el de Utxesa, en la parte sur de la hoja, el de mayores dimensiones.

5.2.3. Características hidrogeológicas

El principal interés como formación acuífera se centra en el aluvial y terrazas del río Segre. El resto de materiales presentes en la hoja, tales como las formaciones terciarias y los cuaternarios asociados a glaciares, fondos de "vales", etc., también resultan interesantes, pero sus características son mucho más pobres (sobre todo para el caso del Terciario).

5.2.3.1. Aluvial del río Segre

Dentro de este acuífero se considera tanto la llanura de inundación, como los niveles de terraza. De éstos últimos se pueden diferenciar hasta 5, de los que sólo los dos más bajos presentan continuidad lateral, estando además conectados con la llanura de inundación. El embalse subterráneo fundamental se reduce por tanto a ésta última y las terrazas más bajas.

La litología característica de estos depósitos es de gravas y cantos, con lentejones arenosos y algún delgado nivel limoso. La llanura de inundación tiene una mayor proporción de materiales finos que las terrazas. Los espesores medios son del orden de 10 a 20 m; el espesor saturado se sitúa en torno a 10 m.

La permeabilidad es alta en general, y la transmisividad estimada para este acuífero es de 100-500 m²/día.

La dirección del agua subterránea tiene dos componentes, una en sentido hacia el río, y otra paralela al mismo, en sentido aguas abajo. El gradiente es bajo situándose entre 0,1 - 0,2 ‰.

Dentro de las redes que controla el I.T.G.E., están incluidos 5 puntos que afectan a este acuífero. Los puntos 321520001, 321550004, y 321550005 pertenecen a la red de calidad, y los puntos 321550004, 321550008 y 321560001, a la red de piezometría.

La recarga se realiza por dos vías principales: infiltración de las precipitaciones y de los retornos de regadío. Esta última queda evidenciada al observar la evolución anual de los niveles piezométricos, ya que en la época estival, cuando menor es la precipitación y las demandas son máximas, los niveles alcanzan los valores más altos del año.

La descarga natural se realiza hacia el río. La explotación obtenida, para esta zona del acuífero, a partir de los datos de inventario es de 147 Dm³/año.

Existen 40 puntos inventariados, en su mayoría pozos excavados sobre estos materiales, lo que supone un 69 % del total de la hoja. El uso más generalizado es el abastecimiento a granjas y la industria.

5.2.3.2. *Otros depósitos cuaternarios*

Dentro de éstos, los más importantes son los glaciés que aparecen en la parte NE de la hoja. Forman el denominado acuífero de las “Gravas de Urgell”. Tienen un espesor de 2 a 4 m, y están constituidos por gravas con gran cantidad de matriz detrítica, que en ocasiones es mayoritaria.

Otros depósitos cuaternarios corresponden a otros glaciés, piedemontes, conos de deyección, fondos de “vales”, etc. Su interés es menor, dado su escaso desarrollo superficial, su mayor grado de cementación y la mayor proporción de elementos finos.

5.2.3.3. *Formaciones terciarias*

Todos los materiales terciarios aflorantes se han considerado en conjunto como de permeabilidad baja por porosidad.

La litología característica de todas las unidades presentes es de lutitas, con areniscas y microconglomerados de origen lacustre, y esporádicamente delgados niveles de calizas. Así pues, la permeabilidad de estas formaciones es asociada a los niveles de areniscas, que varían desde grano fino a grosero, y de conglomerados.

Esta permeabilidad presentará una marcada anisotropía, siendo mucho mayor en dirección horizontal que en vertical, debido a la disposición subhorizontal de los materiales, y la alternancia de horizontes permeables e impermeables.

No existe extracción sobre estos materiales, aunque según datos del sondeo 321540003 se pueden extraer caudales del orden de 1,5 l/s. La causa de esta falta de explotación, además de los caudales reducidos y de la fácil disponibilidad de aguas superficiales, es la mala calidad de las aguas, que resultan duras y muy mineralizadas.

5.2.4. **Hidrogeoquímica**

Como se acaba de comentar, las formaciones terciarias albergan aguas muy mineralizadas, que limitan mucho su aprovechamiento, resultando prácticamente inutilizables.

Por otro lado, las aguas asociadas a los depósitos cuaternarios, poseen una mineralización de ligera a media. La facies predominante es la bicarbonatada cálcica, aunque en ocasiones pueden presentar porcentajes elevados de sulfatos.

Un problema que aparece asociado en ocasiones a estas aguas es la concentración de nitratos, que en algunas zonas supera el índice permisible de potabilidad (>50 mgr/l). Este tipo de contaminación está directamente relacionado con los abonos utilizados en la agricultura.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS GENERALES

En la hoja de Lleida pueden diferenciarse, atendiendo a los aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos de los materiales que la constituyen dos áreas de comportamiento

geotécnico diferente. Estas, a su vez, se han subdividido en zonas que engloban distintas unidades cartográficas del mapa geológico.

AREA I:

Comprende los depósitos terciarios con predominio de facies detríticas y margo-carbonatadas, que se extienden por todo el ámbito de la hoja.

Dentro de este área se pueden distinguir las siguientes zonas:

Zona I₁

A ella pertenecen las unidades cartográficas (1), (2), (4), (6), (7), (8), (10), (11) y (12), que ocupan una gran parte de la superficie de la hoja. Está constituida por una alternancia de capas de areniscas y arcillas, de potencia variable, con finas intercalaciones carbonatadas. La disposición es subhorizontal con ligeros buzamientos ($< 2^\circ$) hacia el oeste.

Estos materiales son ripables, pudiendo presentar cierta resistencia los bancos de areniscas superiores a los 2 m de potencia y muy cementados.

El drenaje tanto superficial como profundo es deficiente.

Los taludes naturales son generalmente bajos.

Zona I₂

A ella pertenecen las unidades cartográficas (5) y (9). Está constituida por margas y arcillas con intercalaciones de calizas y areniscas. Son materiales ripables, en general, salvo algunos bancos gruesos de calizas.

El drenaje tanto superficial como en profundidad es muy bajo.

Los taludes naturales son tendidos.

AREA II

Comprende los depósitos cuaternarios, formados por limos, arenas y gravas.

Se han distinguido las siguientes zonas:

Zona II₁

Está formada por las unidades cartográficas (3), (14), (15), (16), (17), (18), (19), (20), (21), (22), (23), (25) y (26), que constituyen los depósitos de terraza, glacis y abanicos aluviales. Los materiales que la componen son gravas, bien rodadas, por lo general, de diversos tamaños y de naturaleza poligénica, si bien destacan las calcáreas. Eventualmente presentan cementación. También están presentes arenas, limos y arcillas en mayor o menor proporción.

Esta formación es perfectamente ripable y los materiales son aptos para la obtención de gravas y préstamos.

Los taludes se mantienen prácticamente verticales.

En general, son materiales permeables donde el drenaje se efectúa por infiltración.

Zona II₂

Está formada por las unidades cartográficas (24), (27), (28), (29), (30), (31) y (32), que constituyen coluviales, conos de deyección y glacis subactuales. Los materiales que la componen son fundamentalmente limo-arcillosos y margosos con cantos.

Carecen de diferenciaciones apreciables en su masa, estando los cantos dispersos irregularmente. Dan lugar a laderas tendidas o áreas llanas.

Es un conjunto ripable, de capacidad portante media baja, con mal drenaje en profundidad y fácilmente encharcable en superficie.

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

La hoja de Lleida queda enmarcada dentro del sector catalán de la Cuenca del Ebro.

Los afloramientos terciarios son escasos, alcanzando una mayor importancia por su desarrollo los depósitos cuaternarios que recubren bien en forma de glacis o de terrazas la mayor parte de la hoja.

El relieve, en general, suave se caracteriza por la presencia de superficies estructurales en el sector suroriental.

La mitad norte se dispone como la continuación del Pla de Mollerussa, dominando un relieve relativamente llano, destacando únicamente algunas superficies estimadas.

La elección de PIG por tanto en esta hoja viene condicionada por las características citadas anteriores y teniendo en cuenta la monótona geología de la zona.

De este modo, y con un conocimiento previo de la geología de la hoja se ha establecido una selección de posibles PIG, usando un método directo de subjetividad aceptado por los distintos técnicos que han contribuido a la realización de esta hoja.

De esta selección se han obtenido un total de cuatro PIG, de interés estratigráfico, sedimentológico y geomorfológico. Se propone una utilización científico didáctica, así como turístico con una importancia local, en general.

Posteriormente se ha elegido de los cuatro PIG uno por considerarlo como el mejor representante de los procesos geológicos acaecidos en la zona.

PIG 1. Cantera de Valseca.

Su importancia radica en las características de los materiales que lo configuran. Se trata de gravas cuaternarias correspondientes a los depósitos culminantes del piedemonte pirenaico. Son los primeros depósitos de la etapa endorreica de la Cuenca del Ebro de la hoja, están recubiertos por importantes caliches y adoptan una morfología en meseta.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUSTÍ, J.; ANADÓN, P.; ARBIOL, S.; CABRERA, LL.; COLOMBO, F. y SÁEZ A. (1987).- Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins). *Münchner Geowiss, Abh, (A)*, 10, 35-42.
- 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 potencial mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.*, 18 (2), pp. 81-97.
- ALBERTO, F., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M. J., MACHÍN, J., MELÉNDEZ, A., PEÑA, J. L., POCOVÍ, A. RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1983).- El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). *Geographica*, 18, 109-126.
- ALBERTO, F., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M. J., MACHÍN, J., PEÑA, J. L., POCOVÍ, A. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1984).- *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Univ. de Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei. Zaragoza, 217, pp. 2 mapas.
- 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 Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta. Geologica*. 94: 75 pp.
- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. y SOLE SUGRAÑES, LL. (1979).- Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, T. 14, Homenaje a Lluís Solé i Sabarís, pp., 242-270, 2 mapas.
- ANADÓN, P.; CABRERA, LL.; COLOMBO, F.; MARZO, M. y RIBA, O. (1986).- Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: P.H. Allen y P. Homewood (eds.), Foreland basins. *Spec. Pub., Int. Ass. Sedim.* 8, 259-271.
- ANADÓN, P.; VIANEY-LLIAUD, 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*, t.21, 117-131.
- ANADÓN, P.; CABRERA, LL., COLLDEFORNS, B. y SÁEZ, A. (1989).- Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del Sector Oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hispánica*, v. 24, nº 3-4, 205-230.
- 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.
- CABRERA, LL. (1983).- *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligo-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona 443 pp.
- CALVET, J. (1977).- *Contribución al conocimiento geomorfológico de la Depresión Central Catalana*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 331 pp.

- 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. Madrid (Inédito).
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964). Les mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du Bassin de l'Ebre (Espagne). *Mém. BRGM*, 28, pp. 735-740.
- 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. (1971).- El Paleoceno y el Eoceno del borde Sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suiss. Paleont.*, V. 90, 70 pp.
- GALLART, F. (1977).- Los glaciares: problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (Estudio Bibliográfico). *Acta Geológica Hispánica*, T. XII, M 1/3, 12-17.
- GALLART, F.; CALVET, B. y CLOFET, N. (1984).- Observaciones geomorfológicas del Pla d'Urgell, posible influencia de deformaciones tectónicas recientes en el origen de esta depresión. *Acta Geol. Hisp.* T.19, nº 2, pp. 75-80.
- GONZALO, A. (1981).- El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología Estructural. 508 pp. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño.
- IGME (1975).- Estudio geológico y minero del área lignífera de Calaf (inédito).
- IGME (1975).- Proyecto de investigación de radioactivos del área lignífera y uranífera de Santa Coloma de Queralt (Barcelona-Tarragona) (inédito).
- IGME (1976).- Área lignífera y uranífera de Mequinenza (Lérida-Tarragona, Huesca y Zaragoza) (inédito).
- IGME (1981a).- Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario de Pamplona-Zaragoza (inédito).

- IGME (1981b).- 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 uraníferas de la zona de Huesca-Estella (inédito).
- J.E.N. (1977).- Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraníferas 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). PEÑA, J.L. (1983).- La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio Geomorfológico. *Instituto de Estudios Ilerdienses*. Lérida, 373 pp.
- PEÑA, J. L. y SANCHO, 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), pp. 77-83.
- PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J. A. y MARZO, M. (1986).- Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequence in the southern foreland basins. En: P. H. Allen y P. Homewood (eds.), *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. de Granada. Publicada en 1978 por: *Institución "Fernando El Católico" (CSIC). Diputación Provincial de Zaragoza*, 200 pp.
- 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 Geológica Hispánica*, nº 1, pp. 1-6.
- RIBA, O. (1976).- Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bulletin du B.R.G.M. (2ª Serie)*. Section 1, nº 4. pp. 383-401.

- 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*, IGME, T. 2, pp. 131-159.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (1987).- Correlation chart of the most important European mammal localities. En: N. Schmidt-Kittler (ed.), *International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene*. Mainz. Münchner Geowiss. Abh. (A), 10, pp. 17-19.
- SIMÓN, J. L. (1989).- Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, vol. 11 nº 3, pp. 285-294.
- TRUYOLS, J. y CRUSAFONT, M. (1961).- Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tàrraga. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, pp. 99-108.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA