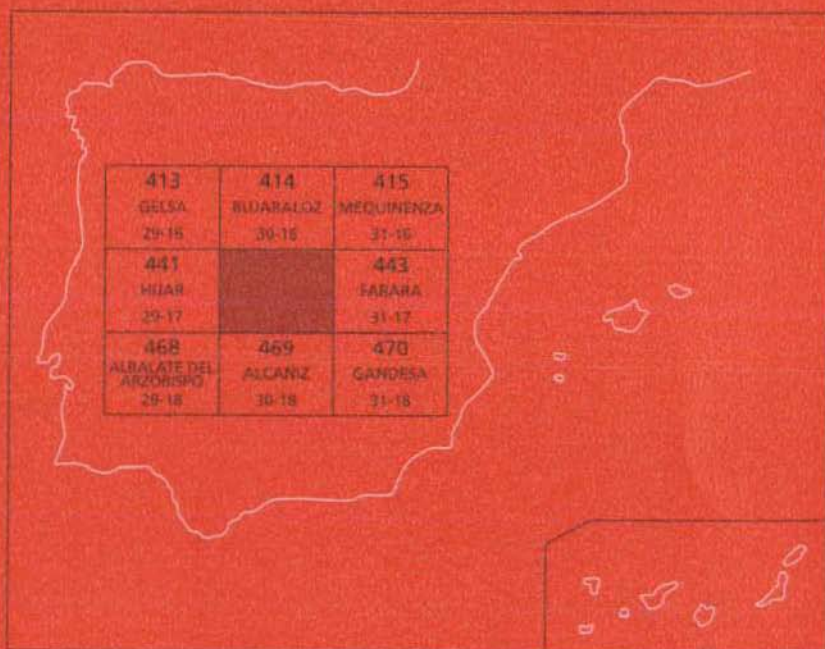




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CASPE

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CASPE

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-25.323-1997

ISBN: 84-7840-303-5

NIPO: 241-96-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Hispagraphis, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Caspe (442) han sido realizados, durante 1991 y 1992 por la Compañía General de Sondeos S.A., habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico: J. Solà y J. M. Costa (CGS)

Mapa Geomorfológico: A. Olivé (CGS)

Memoria*:

Estratigrafía: J. Solà y J. M. Costa (CGS)

Geomorfología: A. Olivé (CGS)

Tectónica: J. Solà y J. M. Costa (CGS)

Neotectónica: J.L. Simón (Univ. Zaragoza)

Hidrogeología: J.C. González Llamazares (CGS)

Geología Económica: A. García Villar (CGS)

Geotecnia: A. Hernández Samaniego (CGS)

Han colaborado en aspectos parciales:

Sedimentología de laboratorio: H. Pascual Muñoz y A. van den Hurk (CGS)

Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo

Micromamíferos: G. Cuenca (Univ. Zaragoza)

Dirección del Estudio: A. Barnolas Cortinas y A. Robador Moreno

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.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información

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

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	9
1.1. Terciario	10
1.1.1. Unidad de Fayón-Fraga (Rio Guadalopec)	10
1.1.1.1. Arcillas, paleocanales de arenisca y calizas (1) (Chattiense).	14
1.1.1.2. Paleocanales de arenisca amalgamados (2) (Chattiense).	16
1.1.1.3. Paleocanales de arenisca individuales.(3) (Chattiense).....	18
1.1.1.4. Arcillas rojas, capas de calizas y areniscas (4) (Chattiense).	18
1.1.1.5. Calizas (5) (Chattiense).....	19
1.1.2. Unidad de Mequinenza-Ballobar (Caspe).....	20
1.1.2.1. Arcillas, paleocanales de arenisca y capas de calizas (6). (Chattiense).....	22
1.1.2.2. Paleocanales de arenisca amalgamados (7) (Chattiense)	23
1.1.2.3. Paleocanales de arenisca individuales (8) (Chattiense).....	24
1.1.2.4. Calizas (9) (Chattiense).....	24
1.1.3. Unidad de Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca (Más de los Muñecones)	25
1.1.3.1. Arcillas y paleocanales de arenisca (10). (Chattiense-Ageniense)	27
1.1.3.2. Calizas, margas grises y arcillas rojas (11). (Ageniense).	28
1.1.4. Unidad Galocha-Ontiñena (Más del Capón)	28
1.1.4.1. Arcillas rojas, paleocanales de arenisca y capas de calizas (12). (Ageniense).....	29
1.1.4.2. Calizas y margas grises (13) (Ageniense)	31
1.2. Cuaternario	33
1.2.1. Gravas en matriz limo-arenosa. (14, 15, 16, 17, 18, 19 Y 21). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno.....	33
1.2.2. Gravas en matriz limo-arcillosa. (20). Coluviones procedentes de terrazas. Pleistoceno.....	33

1.2.3. Cantos en matriz limo-arcillosa. (22 y 24). Coluviones y conos de deyección. Limos y arcillas con cantos. (23). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno	34
1.2.4. Arcillas y limos. (25). Zonas endorreicas. Holoceno.....	34
1.2.5. Gravas, arenas, limos y arcillas. (26). Aluviales y fondos de “vales”. Holoceno	34
2. TECTONICA.....	35
2.1. MARCO TECTONICO REGIONAL	35
2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	36
2.3. EVOLUCION TECTONICA.....	37
2.4. NEOTECTONICA.....	38
3. GEOMORFOLOGIA.....	39
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	39
3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	39
3.2.1. Estudio morfoestructural	40
3.2.2. Estudio del modelado	40
3.2.2.1. Laderas	40
3.2.2.2. Formas fluviales.....	41
3.2.2.3. Formas lacustres.....	41
3.2.2.4. Formas poligénicas.....	42
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	42
3.4. EVOLUCION DINAMICA	42
3.5. MORFOLOGIA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	43
4. HISTORIA GEOLOGICA.....	44
5. GEOLOGIA ECONOMICA	45
5.1. RECURSOS MINERALES	45
5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	45
5.1.2. Rocas industriales.....	45
5.2. HIDROGEOLOGIA.....	48
5.2.1. Climatología	49
5.2.2. Hidrología	49
5.2.3. Características hidrogeológicas.....	49
5.2.3.1. Depósitos cuaternarios.....	49
5.2.3.2. Materiales terciarios	50
5.2.4. Hidrogeoquímica.....	50
5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES.....	50
6. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO. PUNTOS DE INTERES GEOLOGICO (P.I.G.) .	54
7. GEOFISICA Y SONDEOS	55
8. BIBLIOGRAFIA	56

0. INTRODUCCION

La hoja topográfica, a escala 1:50.000 de Caspe (442) se halla comprendida entre los meridianos 0°11'10",6 y 0°08'49",5 y los paralelos 41°20'04",3 y 41°10'04",2. Esta hoja se encuentra situada en el sector central de la Depresión del Ebro y, administrativamente, su superficie se reparte entre las provincias de Zaragoza y de Teruel.

La mayor parte del territorio presenta un relieve irregular. Los puntos más altos topográficamente son el Cerro de Sierra de Caspe (375 m) y La Atalaya (341 m). Los puntos más deprimidos se localizan en las inmediaciones del cauce del Río Ebro, a la altura del embalse de Mequinenza (121 m). Estos relieves sólo están interrumpidos por los escarpes que se localizan en el margen norte de la hoja y que se prolongan hacia las vecinas hojas de Gelsa (413) y Bujaraloz (414).

El territorio está drenado por importantes cursos de agua tales como el del río Ebro, que atraviesa la zona por su parte central, en un sentido oeste-este; el río Guadalope, que drena la parte centro-meridional del territorio, hasta que une sus aguas a las del Ebro, al oeste de Caspe y, finalmente, el río Matarraña, que únicamente discurre por el extremo sur-oriental de la hoja.

En la parte meridional de la región, el drenaje se realiza a través de una red de "vales" (nombre local que reciben los valles o barrancos de fondo plano), o cursos de agua esporádicos y estacionales. Estos cursos desaguan hacia los ríos Guadalope, Matarraña, el arroyo del Regallo o directamente hacia el río Ebro. Por el contrario, en la mitad septentrional de la hoja, los "vales" desaguan únicamente hacia el río Ebro.

El clima de la región es de tipo continental árido, con escasas lluvias estacionales de carácter torrencial, con temperaturas de invierno y de verano extremas y, además, con un elevado contraste térmico entre las medias anuales más frías y las más calurosas. La pluviosidad es muy baja, registrándose unos valores cercanos a los 350 mm anuales. Por otro lado la inversión térmica es importante durante el período invernal y, por lo tanto, las nieblas son frecuentes y persistentes. La cobertura vegetal es poco abundante en la región y se reduce a pequeñas zonas, donde se ha realizado una reforestación de pinos.

Las características climáticas y el roquedo de la zona, son los dos principales condicionantes del uso que se ha hecho del suelo y, por lo tanto, de la economía de la región. Debido a la escasez de vegetación, gran parte de las zonas donde afloran los materiales terciarios han sido usadas únicamente, como tierras de pasto para el ganado ovino, muy abundante en la zona. El resto del territorio se ha aprovechado para el cultivo de cereales, de la vid y del olivo.

La densidad de población es baja y sólo existen dos núcleos habitados en la parte central del territorio. Estas localidades son: Caspe, con una población de 9.030 habitantes y Chiprana, cuya población es de 639 habitantes.

La mayor parte de los materiales que configuran el territorio que comprende la hoja son de edad terciaria (Oligoceno superior - Mioceno inferior) y, en pequeña proporción, se encuentran depósitos de edad cuaternaria, que recubren a los anteriormente citados.

Dentro del área estudiada, los materiales de edad oligocena y miocena, consisten principalmente en sedimentos de origen fluvio-aluvial, procedentes del desmantelamiento de la Cordillera Ibérica, situada al sur de la zona cartografiada. En la sucesión estratigráfica, entre los sedimentos aluviales se intercalan depósitos carbonáticos, de origen lacustre-palustre, que tienen pequeño espesor.

Los sedimentos de edad cuaternaria, consisten principalmente en varios niveles de terrazas, correspondientes a los ríos Ebro, Guadalope y Matarraña. También se encuentran depósitos aluviales, que recubren los fondos de las "vales", sedimentos coluviales, de poca extensión y también depósitos de zonas endorreicas.

Los depósitos terciarios se encuentran escasamente deformados. Existe un ligero buzamiento generalizado hacia el norte, que se corresponde con la dirección general de buzamiento hacia el centro de la Cuenca del Ebro. Además, en el sector sur-oriental de la zona se encuentra un suave pliegue anticlinal, cuya dirección coincide con la de las estructuras tectónicas de la Cordillera Ibérica (SE-NO) y que afecta a la parte inferior de la serie oligocena.

El área cartografiada se encuentra situada en la parte central de la Cuenca del Ebro, concretamente en el sector aragonés. Esta cuenca corresponde a los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico relacionada también con las otras cordilleras que la circundan: los Catalánides, por el SE y la Cordillera Ibérica por el SO. De esta forma, desde el Oligoceno, hasta la actualidad, ha actuado como centro de depósito de materiales continentales procedentes del desmantelamiento de las cordilleras citadas. Dentro de la hoja, ha reconocido una única área fuente para los materiales aluviales terciarios, la Cordillera Ibérica.

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 (1981) y ENRESA (1989) representaron, desde la perspectiva que nos ocupa, reelaboraciones de las cartografías geológicas anteriormente citadas, con aplicación de nuevos criterios cartográficos pero sin un trabajo de campo considerable, o bien, en otros casos aportaciones cartográficas importantes de áreas (lacustres) más localizadas (IGME, 1975, 1976, 1985, 1986, 1987; ENADIMSA, 1984). Por el contrario las hojas MAGNA elaboradas con posterioridad a las Hojas piloto, especialmente las de Cataluña (Pons, Cardona, Puigreig, Calaf) constituyen valiosas aportaciones al conocimiento estratigráfico y sedimentológico de sus materiales.

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

Para el estudio geológico de la hoja de Caspe, se han levantado un total de 8 columnas estratigráficas, que han respaldado el estudio cartográfico. Se han realizado además los habituales estudios de sedimentología, tectónica y geomorfología. Asimismo se ha procedido a la recolección de muestras para el estudio petrográfico, para el estudio de levigados y para estudios especiales de Rayos X.

1. ESTRATIGRAFIA

Como se ha mencionado en el capítulo de introducción, en la hoja de Caspe se hallan representados parte de los materiales oligocenos y miocenos que constituyen el relleno del sector central de la Cuenca del Ebro.

Los depósitos que afloran en la hoja consisten en una monótona serie de sedimentos de origen fluvio-aluvial, entre los que se intercalan materiales carbonáticos de origen lacustre-palustre. Estas intercalaciones son mucho más frecuentes, y potentes en la mitad septentrional de la hoja. Este hecho se explica porque el sector meridional se halla geográficamente más próximo a la Cordillera Ibérica que representa el área de procedencia de los sistemas aluviales.

De esta forma, en la hoja prácticamente no existe ninguna evolución lateral de facies, únicamente hay que señalar, que dentro del dominio septentrional, las intercalaciones de carbonatos son más frecuentes en el sector oriental que en el occidental. Este hecho se debe a que el sector NE del área cartografiada, se halla en proximidad a un depocentro de sedimentación lacustre-palustre carbonática, muy bien representado en las vecinas hojas de Fabara (443) y Mequinenza (415), que corresponde al Sistema lacustre de Los Monegros (CABRERA, 1983; ANADÓN *et al.*, 1989).

En toda la hoja los depósitos terciarios muestran una organización vertical rítmica. El estudio de esta ritmicidad ha permitido definir y caracterizar 4 unidades sedimentarias formadas, cada una de ellas, en la base, por materiales terrígenos de origen aluvial distal y, en el techo,

por facies terrígenas de llanura de inundación, entre las que se intercalan diversos niveles carbonáticos de origen lacustre-palustre. Estas unidades se referirán como “unidades genético-sedimentarias”.

El límite entre cada unidad rítmica, es rápido y a veces brusco. En el campo se encuentra localizado en el contacto entre las facies terrígenas (aluviales) de la base de cada unidad y las facies pelítico-carbonáticas de su techo. El tránsito de unas facies a las superiores, dentro del propio ritmo, se produce de forma gradual.

Trabajando bajo este punto de vista, se han diferenciado en la parte central de la cuenca del Ebro, un total de veinte unidades genético-sedimentarias que abarcan una edad comprendida entre el Priaboniense y el Aragoniense-Vallesiense. De todas estas sólo cuatro se hallan presentes en la hoja, que tienen una edad comprendida entre el Oligoceno superior (Chattienense) y el Mioceno inferior (Aquitaniense). Estas unidades reciben, de base a techo, los nombres de: Unidad Fayón-Fraga, Unidad Mequinenza-Ballobar, Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca y Unidad Galocha-Ontiñena (ver Figuras 1 y 2)

Dentro de la hoja, aflora la parte media y superior de la Unidad Fayón-Fraga y la totalidad de las Unidades Mequinenza-Ballobar, Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca y Galocha-Ontiñena (Fig. 4).

A grandes rasgos, los materiales siliciclásticos que configuran estas unidades, forman parte de la Fm. Caspe (QUIRANTES, 1969) y los carbonáticos, de las Formaciones Mequinenza y Alcubierre, definidas por el mismo autor. En la Figura 1, se puede observar la correspondencia entre las unidades genético-sedimentarias, caracterizadas en este trabajo, con las unidades litoestratigráficas definidas por QUIRANTES (1969).

En la figura 2 se puede observar la evolución espacial y temporal de estas unidades genético-sedimentarias en el sector de Los Monegros, mientras que en la figura 3, se representa el ensayo de correlación de las mismas con las unidades tecto-sedimentarias definidas por PEREZ *et al.* (1988) y ARENAS Y PARDO (1991).

Cabe mencionar, que dentro de la hoja de Caspe, con anterioridad a este estudio, se realizó el sondeo de Caspe, en el sector sur-oriental de la hoja.

Como se ha mencionado en el capítulo anterior, los depósitos cuaternarios consisten en distintos niveles de terrazas, depósitos de fondo de “vales”, coluviones de poca extensión y sedimentos de zonas endorreicas.

1.1. Terciario

1.1.1. Unidad de Fayon-Fraga (Río Guadalopec)

Esta unidad aflora en la parte sur-oriental de la hoja, aproximadamente entre la Val de Galiana, en el sector centro-meridional y el extremo sur-oriental de la hoja.

EDAD			UNIDADES GENETICO - SEDIMENTARIAS	UNIDADES LITOESTRATIGRAF. Quirantes, 1969		DESCRIPCION DE LAS LITOLOGIAS HOJA DE CASPE	YACIMIENTOS PALEONTOLO- GICOS	
SERIE	PISO	U.MEIN						
MIOCENO	AQUIT.	MN-2a	U. GALOCHA- ONTIÑENA	Fm. Alc. Mb. Buj.	Fm Caspe	Fm. Mequinenza Mb. Los Arcos	13. Capas de caliza y margas grises. 12. Arcillas rojas, paleocanales de areniscas y capas de caliza.	- Chalamera - Ontiñena
		MN-1	U. T DE CINCA- ALC. DE CINCA	11. Capas de caliza, margas grises y arcillas rojas. 10. Arcillas y paleocanales de arenisca.				
OLIGOCENO	CHATTIENSE		UNIDAD MEQUINENZA - BALLOBAR	9 Capas de caliza 8. Paleocanal individual. 7 Paleocanales amalgamados. 6. Arcillas, paleocanales de areniscas y capas de caliza.				
			U. FAYON-FRAGA	5. Capas de caliza. 4. Arcillas rojas, capas de caliza y areniscas. 3. Paleocanal individual. 2. Paleocanales amalgamados. 1. Arcillas, paleocanales de areniscas y capas de caliza.			- Fraga 2-4 (1)	

**Fig 1. Cuadro sintético de los materiales oligo-miocenos de la hoja de Caspe
(1) AGUSTI et al. (1988)**

EDAD		BIOZONAS MEIN	UTS. PEREZ et al (1988)	UNIDADES MAGNA-EBRO	YACIMIENTOS MICROMAMIFEROS ESTUDIADOS EN EL MAGNA EBRO	OTRAS YACIMIENTOS DE MAMIFEROS CUENCA DEL EBRO
MIOCENO	VALLESIENSE	MN-10 MN-9	N3	U. SAN CAPRASIO		

Fig. 3. Ensayo de correlación de las unidades genético-sedimentarias diferenciadas en la hoja y las unidades tectosedimentarias de PEREZ et al. (1988).

(1) AZANZA, com. pers.; (2) CUENCA, et al. (1989); (3) ALVAREZ SIERRA, et al. (1990); (4) PEREZ, et al. (1989)

Presenta una clara evolución vertical de facies (Fig. 4), ya que su parte basal, en todo el territorio se halla constituida por facies terrígenas fluvio-aluviales, mientras que su parte superior está formada por facies pélticas, de llanura de inundación, entre las que se intercalan niveles carbonáticos, de origen lacustre-palustre (Fig. 4). El paso de unas facies a otras se realiza de forma transicional.

La base de la unidad no aflora dentro del área cartografiada, por lo que se desconoce su potencia total. No obstante, en el sector del Cerro de Valdeceíl, se observan unos 120 m, de los que se han estudiado 80 m en la serie que lleva el mismo nombre (06). Por otro lado, tanto en la serie de Ifesa (07), como en la de la Sierra de Caspe (08), se han reconocido 75 m y, en la de la Val del Pico (04), 60 m.

Los materiales de esta unidad se encuentran plegados por un anticlinal, de dirección SE-NO, que se encuentra en el sector sur-oriental de la hoja. La charnela de este anticlinal, se puede observar en la carretera que une Caspe con Maella, concretamente entre los puntos kilométricos 37 y 38. También se puede observar en el sector de Miraflores, en las inmediaciones del cauce del río Guadalope.

En la parte central de la Cuenca del Ebro, esta unidad se ha reconocido y cartografiado en la hoja de Fraga (387), donde presenta, a grandes rasgos, una asociación de facies de abanico aluvial distal, en la base, y una asociación de facies lacustre-palustre hacia el techo (Fig. 5). En este sector, los materiales aluviales tienen una clara procedencia pirenaica. En el área comprendida en las hojas de Mequinenza (415) y Fabara (443), esta unidad es fundamentalmente carbonática (Fig. 5), aunque su base también está constituida por materiales terrígenos, que probablemente procedan de los Catalánides. Como ya se ha comentado, en el área comprendida en la presente hoja, su base está formada por sedimentos aluviales y su techo, por facies de llanura de inundación y lacustre-palustres. En esta zona, el área fuente es la Cordillera Ibérica (ver Figs. 4 y 5)

Dentro de la zona de estudio, no existen datos bioestratigráficos que permitan datar a la unidad, pero los estudios de microvertebrados realizados por AGUSTI *et al.* (1988) en los yacimientos de Fraga-2 y Fraga-4, ubicados dentro de esta unidad en la hoja de Fraga (387), permiten incluirla dentro del Chattiense (Oligoceno superior). Según los datos de estos autores, la unidad quedaría comprendida dentro de las biozonas de *Eomys major* y de *Eomys aff. major*.

Los materiales que constituyen esta unidad, forman parte de la Formación Caspe definida por QUIRANTES (1969) (Fig. 1). Asimismo, es equivalente a las unidades de lutitas y areniscas de Fraga y de lutitas y calizas de la Granja d'Escarp, definidas por CABRERA (1983).

En la cartografía geológica se han diferenciado cinco asociaciones de facies como componentes de la Unidad Fayón-Fraga.

1.1.1.1. Arcillas, paleocanales de arenisca y calizas (1) (Chattiense)

Los materiales pertenecientes a esta unidad cartográfica, afloran en la parte sur-oriental del territorio, aproximadamente entre las inmediaciones del río Guadalope y el extremo sur-

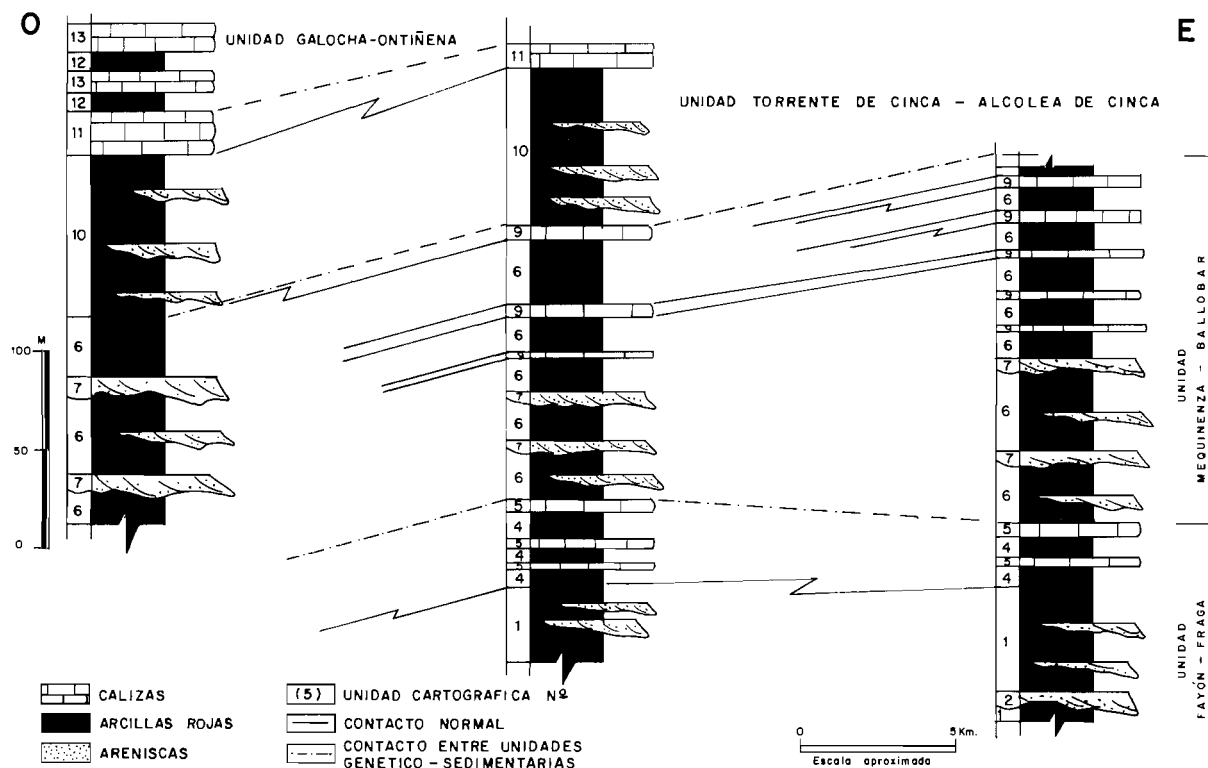


Fig 4. Series generales sintéticas de la hoja de Caspe

oriental de la hoja. Estos depósitos se han representado en las columnas estratigráficas de Valdeceil (06) (40 m), Ifesa (07) (35 m) y Sierra de Caspe (08) (40 m aprox.).

Esta asociación de facies está compuesta fundamentalmente por arcillas, entre las que se intercalan cuerpos de areniscas y, ocasionalmente, capas calcáreas. Las pelitas son rojizas y, a menudo, presentan marmorizaciones. Los bancos de arenisca normalmente se organizan en cuerpos amalgamados, cuyo espesor oscila entre 1 y 8 m. Internamente presentan superficies de reactivación, que individualizan cuerpos con superficies de acreción lateral. Estos planos a su vez, individualizan sets y cosets de láminas con estratificación cruzada planar, *ripples* y *climbing ripples* (Fig. 9). Algunas veces, las superficies de reactivación, están marcadas por cantos blandos. Las medidas de paleocorrientes efectuadas en estos cuerpos, indica unos sentidos de aporte hacia el E-NE y hacia el norte (desde N 330 hasta N 80). Existen intercalaciones de capas de areniscas planoparalelas con granoselección positiva, que cuando no están bioturbadas muestran laminaciones paralelas y, algunas veces, *ripples* (Fig. 9). Las capas de caliza tienen poco espesor aunque una gran continuidad lateral. Algunas de ellas se han trazado en la cartografía como líneas de capa.

Petrográficamente, las areniscas pueden clasificarse como litarenitas calcáreas, con un alto contenido en granos calcáreos (20%-45%) y, en menor proporción, de granos de cuarzo (15%-25%). El cemento es calcáreo y, en algunas ocasiones, yesífero. El yeso se presenta como accesorio.

Según las características descritas, esta asociación de facies puede interpretarse como depósitos de áreas distales de abanico aluvial. Los cuerpos de arenisca amalgamados representan el depósito de barras de meandro, mientras que las areniscas tabulares, junto con las arcillas, representan las facies de llanura de inundación. Los niveles calcáreos, o bien representan zonas de encharcamiento, dentro de la llanura de inundación, o bien se depositaron en periodos de expansión lacustre-palustre. A juzgar por la gran continuidad que tiene alguno de los niveles carbonáticos, la segunda opción parece más apropiada para explicar su génesis.

Por las consideraciones efectuadas en el apartado anterior, se atribuye una edad Chattiense a estos depósitos.

1.1.1.2. *Paleocanales de arenisca amalgamados (2) (Chattiense)*

Esta asociación de facies se encuentra intercalada entre los depósitos de la unidad (1), descrita en el apartado anterior y de las unidades (4) y (5), que se describirán en los apartados siguientes.

Se han distinguido aquí los cuerpos de areniscas amalgamados, con características similares a los descritos en el apartado anterior, pero que por sus dimensiones y su excelente expresión fotogeológica ha sido posible diferenciar cartográficamente.

Sus características son muy similares a las de los cuerpos de areniscas descritos en el apartado anterior, y corresponden a depósitos de barras de meandro.

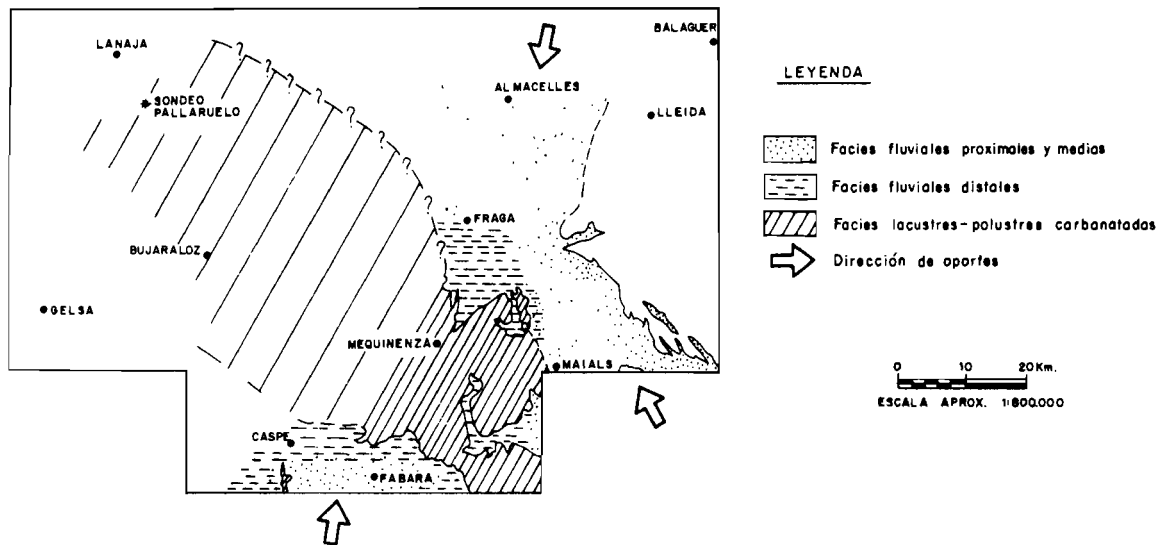


Fig 5. Esquema regional de distribución de facies de la unidad genético-sedimentaria de Fayón-Fraga

Las características petrográficas de las areniscas, son idénticas a las de la unidad anteriormente descrita, no obstante, una de las muestras, corresponde a litarenitas con un 25% de granos de cuarzo y un 43% de granos calcáreos. El cemento es calcáreo.

Estos paleocanales fueron estudiados por RIBA *et al.* (1967), que reconocieron varias redes de drenaje jerarquizadas superpuestas, con cursos de carácter meandriforme y un sentido predominante de drenaje hacia el NO.

Se considera una edad Chattiense para estos depósitos, al igual que para la unidad en la que se encuentran englobados.

1.1.1.3. *Paleocanales de arenisca individuales (3) (Chattiense)*

Al igual que la unidad 2, esta unidad se halla intercalada entre los materiales que componen las unidades 1 y 4.

Consiste en cuerpos de arenisca individuales que, por razones sedimentológicas y geomorfológicas, se han diferenciado en la cartografía. Desde el punto de vista sedimentológico representan depósitos de barras de meandro, cuyas características internas, son idénticas a las de las areniscas descritas para la unidad (1). Desde el punto de vista geomorfológico, son cuerpos de arenisca aislados, con formas acintadas. Estas formas son debidas a la propia morfología del depósito y, en la actualidad, se presentan individualizados, debido a la erosión que han sufrido los materiales pelíticos, correspondientes a facies de llanura de inundación, que los bordeaban.

Las areniscas tienen las mismas características petrológicas que las de las unidades (1) y (2).

Al igual que para las unidades 1 y 2, se le atribuye una edad Chattiense.

1.1.1.4. *Arcillas rojas, capas de caliza y arenisca (4) (Chattiense)*

Esta asociación de facies aflora en las mismas áreas que la asociación 1, sobre la que se superpone, es decir, aflora desde el Barranco de Galiana, en la parte centro-meridional de la hoja, hasta su esquina sur-oriental.

En la serie de Valdeceil (06), se han medido unos 45 m de serie correspondientes a esta unidad. En la serie de Ifesa (07), unos 40 m y en la de Sierra de Caspe (08), unos 35 m.

Consiste en una serie fundamentalmente pelítica, en la que, localmente, se intercalan bancos de arenisca y, con mayor frecuencia, capas de caliza. Las arcillas tienen una característica coloración rojo-anaranjada; frecuentemente presentan marmorizaciones y algunas veces, bioturbación producida por raíces. Las capas de caliza tienen un espesor que oscila entre los 5 cm y 1 m aproximadamente y una gran continuidad lateral. Presentan un gran contenido en materia orgánica y restos organógenos (ostrácodos y caráceas). A menudo, estos carbo-

natos suelen formar superficies estructurales y, en este caso, se han individualizado cartográficamente (unidad cartográfica 5). Por su parte los bancos de areniscas, suelen ser planoparalelos y tienen granoselección positiva, laminaciones paralelas y *ripples*. Con menor frecuencia, existen cuerpos areniscosos de base erosiva con un espesor que oscila entre 50 cm y 2 m. Estos últimos presentan superficies de reactivación, superficies de acreción lateral y cosets de láminas con estratificación cruzada planar y *ripples*.

Las areniscas de esta unidad, petrográficamente, corresponden a litarenitas calcáreas, con un alto porcentaje en fragmentos calcáreos (18%-52%) y menor de fragmentos de cuarzo (18%-28%). El cemento es calcáreo.

Por su parte, las calizas corresponden a *mudstones-wackstones*, con ostrácodos y caráceas. La mayoría de las muestras, suele presentar porosidad de tipo *vug* y cavernosa, debida a procesos edáficos.

El contenido paleontológico reconocido en esta unidad consiste en: *Chara microcera* GRAMB y PAUL, *Sphaenochara (Hirmeri) longiuscula* GRAMB y PAUL, *Stephanochara* cf. *ungeri* FEIST-CASTEL, *Ostrácodo* sp. G y fragmentos de gasterópodos lacustres.

Con los datos obtenidos, puede deducirse que esta unidad representa una asociación de facies de abanico aluvial distal, donde las facies dominantes corresponden a facies de desbordamiento o de llanura de inundación (Fig. 9). La frecuente presencia de carbonatos, de gran continuidad lateral, indica la existencia de periodos de expansión lacustre-palustre.

Puesto que esta unidad, se sitúa estratigráficamente en la parte superior de la Unidad Fayón-Fraga, se le puede asignar una edad correspondiente al Chattiense.

1.1.1.5. Calizas (5) (*Chattiense*)

Dentro de la hoja, esta unidad aflora en la parte sur-oriental del territorio.

Esta asociación de facies está compuesta por diferentes niveles calcáreos que se intercalan en la unidad anteriormente descrita. El último de estos niveles, solapa a la unidad anterior y, a la vez, constituye el techo de la unidad genético-sedimentaria de Fayón-Fraga. Cabe destacar que únicamente se han cartografiado los niveles cuando forman una superficie estructural. En algunas ocasiones, se han cartografiado como líneas de capa.

El espesor de los niveles calcáreos, oscila entre los 30 cm y 1 m. Normalmente, se presentan como niveles individuales, aunque, en alguna ocasión, consisten en diferentes niveles, separados por tramos margosos. Suelen presentar un gran contenido en materia orgánica, que se refleja por su olor fétido y también incluyen restos de caráceas y de ostrácodos.

Al microscopio, se presentan como *mudstones* con restos de ostrácodos y carofitas que, a menudo, están recrystalizados. Las muestras presentan porosidad en caverna y *vug*, debida a procesos edáficos.

Por las características descritas, estos sedimentos se interpretan como depósitos de momentos de expansión lacustre-palustre (Fig. 9).

Esta unidad constituye la parte superior de la Unidad de Fayón-Fraga. Teniendo en cuenta las dataciones realizadas por AGUSTI *et al.* (1988), en la hoja de Fraga se le puede asignar una edad Chattienne.

1.1.2. Unidad de Mequinenza-Ballobar (Caspe)

Esta unidad ha sido caracterizada en la vecina hoja de Fraga (387) y se ha podido seguir cartográficamente a través de las hojas de Mequinenza (415), Fabara (443), Bujaraloz (414), y Gelsa (413).

En el área de Fraga se trata de una unidad constituida por sedimentos detríticos, procedentes del Pirineo que hacia techo, evolucionan a sedimentos de origen lacustre-palustre (Fig. 6). En el sector de Mequinenza y Fabara, está principalmente formada por una alternancia de areniscas fluvio-lacustres y de calizas de origen lacustre-palustre. Finalmente en los sectores de Bujaraloz y Gelsa, viene nuevamente representada por sedimentos detrítico-aluviales, procedentes de la Cordillera Ibérica, en los que se intercalan materiales carbonáticos de origen lacustre-palustre; estas intercalaciones son más frecuentes hacia el techo de la unidad.

Dentro de la hoja de Caspe, aflora extensamente a lo largo del territorio, exceptuando el sector sur-oriental, donde aflora la Unidad de Fayón-Fraga y el sector nor-occidental, donde afloran las Unidades Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca y Galocha-Ontiñena.

El contacto con la unidad inferior (Unidad Fayón-Fraga), consiste en un cambio brusco de facies entre las facies fluvio-lacustres, que caracterizan la parte superior de la Unidad de Fayón-Fraga y las facies aluviales (paleocanales de ríos meandriformes), que constituyen la parte inferior de esta unidad (ver Fig. 4). Este contacto es un reflejo de la reactivación de los sistemas aluviales marginales, y, por lo tanto, el inicio, en la sedimentación de una nueva unidad genético-sedimentaria.

Dentro de la hoja esta unidad está compuesta básicamente por materiales terrígenos de origen fluvio-aluvial. Entre estos materiales, a lo largo de la sucesión estratigráfica, se intercalan diversos niveles calcáreos de origen lacustre-palustre. Estas intercalaciones, son más frecuentes en el extremo nor-oriental del territorio, donde aflora la mitad superior de la unidad (Fig. 4). En el área de estudio, esta unidad no muestra una evolución lateral de facies apreciable. El hecho de que las facies carbonáticas estén mejor desarrolladas en el sector nor-oriental, se debe a que esta zona, se halla más próxima a un depocentro carbonático, situado al este del área cartografiada, que corresponde al Sistema lacustre de Los Monegros (CABRERA, 1983; ANADON *et al.*, 1989).

La potencia de la unidad, dentro de la hoja, es de difícil evaluación, ya que no se ha podido medir ninguna serie completa, debido a que la unidad aflora en un área muy extensa pero, teniendo en cuenta las potencias parciales evaluadas, el espesor total de la unidad, es del orden de 150-180 m.

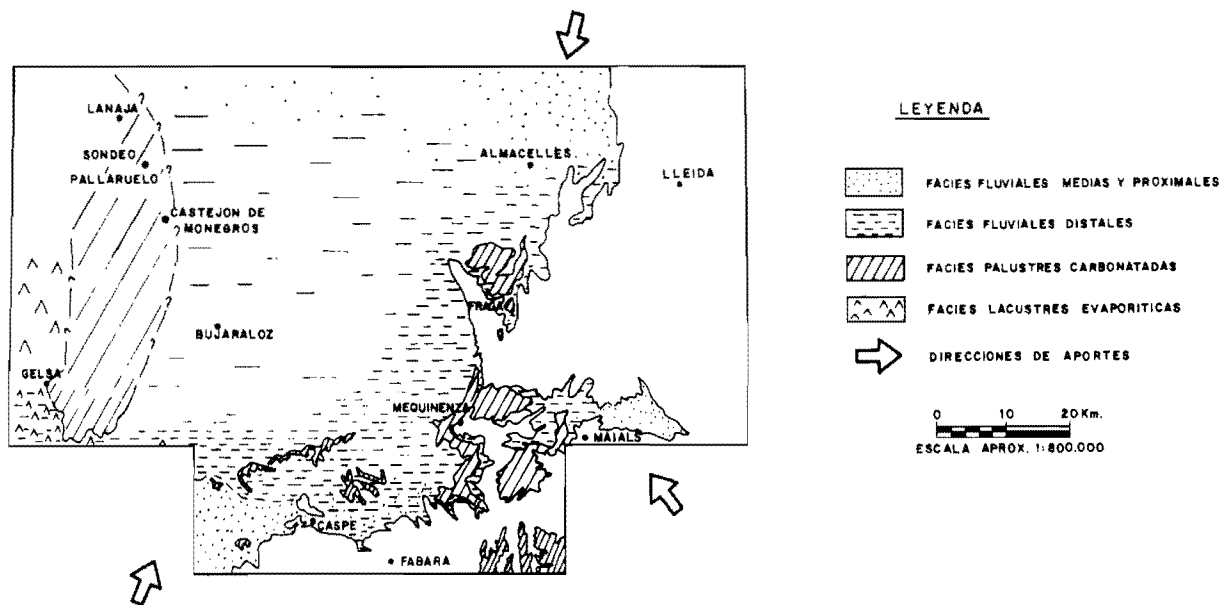


Fig 6. Esquema de distribución regional de facies de la unidad genético-sedimentaria de Mequinenza-Ballobar

La datación cronoestratigráfica de estos materiales, se conoce con bastante precisión en el área de Fraga, gracias a los yacimientos de micromamíferos (Fraga-6 y Fraga-7) estudiados por AGUSTÍ *et al.* (1988). Estos estudios permiten incluir esta unidad dentro del Oligoceno superior, en la biozona de *Rhodanomys transiens*, probablemente ocupando la parte superior de la biozona de *Eomys aff. major*.

Los materiales arenosos y pelíticos, de origen fluvial, que constituyen esta unidad, forman parte de la Formación Caspe (QUIRANTES, 1969) (Fig. 1). Los niveles carbonáticos que se intercalan a lo largo de la misma, forman parte de la Formación Mequinenza (Miembro Losarcos) definida, de igual forma, por QUIRANTES (1969) y también, de las Unidades de Calizas de Mequinenza y de Lutitas y Calizas de la Granja d'Escarp definidas por CABRERA (1983).

En la cartografía, se han distinguido cinco asociaciones de facies, dentro de esta unidad genético-sedimentaria.

1.1.2.1. Arcillas, paleocanales de arenisca y capas de caliza (6) (*Chattiense*)

Los materiales pertenecientes a esta unidad cartográfica, afloran a lo largo de todo el territorio comprendido en la hoja, exceptuando los sectores nor-occidental y sur-oriental. Cabe señalar que las restantes asociaciones de facies diferenciadas dentro de la Unidad Mequinenza-Ballobar, se intercalan dentro de ésta por lo que su potencia, es prácticamente la misma que la de toda la unidad genético-sedimentaria.

En la sección del río Ebro (01), la potencia parcial de la unidad es de unos 75 m y, en la de Caspe (03), de unos 20 m. En la columna de Sardina (05), se han representado unos 90 m, que corresponden a la parte superior de la unidad. Finalmente, en las series de Ifesa (07) y de Sierra de Caspe (08), se han reconocido, respectivamente, 75 y 30 m, correspondientes a su parte basal.

Estas facies consisten en una alternancia de pelitas y areniscas, entre las que se intercalan bancos de caliza. Las pelitas son ocreas y, a menudo, presentan marmorizaciones. Las calizas son micríticas, tienen un alto contenido en materia orgánica y en restos organógenos (caráceas y ostrácodos). Frecuentemente, se hallan bioturbadas y perforadas por raíces; su espesor oscila entre los 5 cm y 1 m. Por su parte las areniscas, normalmente, se organizan en bancos cuyo espesor oscila entre los 50 cm y los 5 m. Presentan superficies de reactivación, que individualizan a cuerpos con superficies de acreción lateral. Frecuentemente las superficies de reactivación están marcadas por cantos blandos. Los cuerpos con superficies de acreción lateral, contienen *sets* y *cosets* de láminas con estratificación cruzada planar, *ripples* y, ocasionalmente, *climbing ripples*. En algunas ocasiones, se puede observar una progresiva gradación lateral y vertical de estas estructuras.

Existen otros bancos de arenisca, que internamente no presentan superficies de acreción lateral, pero que muestran superficies de reactivación que individualizan cuerpos con granoselección positiva y con estratificación cruzada planar. A lo largo de esta unidad, entre las arcillas se intercalan areniscas planoparalelas de aspecto tabular, cuando la bioturbación no

ha borrado las estructuras sedimentarias primarias, en estas capas se pueden observar laminaciones paralelas y/o *ripples*.

Las areniscas, al microscopio, se presentan como litarenitas calcáreas (21-40% de granos calcáreos y 20-30% de granos de cuarzo), litarenitas (20-30% de granos de cuarzo y 12-38% de granos calcáreos y yesiarenitas (50-70% de yeso). En todas ellas, el yeso se presenta como accesorio y el carbonato cálcico, como cemento.

Por otro lado las calizas, corresponden a *mudstones*, *wackstones* y *packstones*, con ostrácodos, gasterópodos y caráceas. Frecuentemente presentan recristalizaciones y porosidad de tipo *vug*, rellena de yeso secundario policristalino y/o de microbrechas de micrita.

El contenido paleontológico, consiste en: *Rhabdochara* cf. *praelangeri* CASTEL, *Stephanochara* cf. *ungeri* FEIST-CASTEL, *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* (L. y N. GRAMB), *Chara microcera* GRAMB y PAUL, *Candona procera* STRAUB, *Ostrácodo* sp. G y gasterópodos lacustres fragmentados.

Según la descripción efectuada, esta unidad presenta una asociación de facies de abanico aluvial distal. Los cuerpos arenosos amalgamados, corresponden a depósitos de barras de meandro (Fig. 9), cuando tienen superficies de acreción lateral y, cuando no las presentan, probablemente representen el relleno de paleocanales de ríos rectilíneos o bien de ríos anastomosados (Fig. 9). Tanto las areniscas planoparalelas, como las pelitas, corresponden a las facies de desbordamiento. Por otro lado, los depósitos carbonáticos, pueden interpretarse como sedimentos depositados durante etapas de expansión lacustre-palustre.

Teniendo en cuenta los datos paleontológicos de la hoja de Fraga, aportados por AGUSTÍ et al. (1988), se puede considerar una edad Chattiense para esta unidad.

1.1.2.2. *Paleocanales de arenisca amalgamados (7) (Chattiense)*

Esta asociación de facies se encuentra intercalada en la unidad (6), descrita en el apartado anterior. Está compuesta por niveles de areniscas amalgamados similares a los descritos en el apartado anterior, que se han diferenciado en la cartografía como cuerpos individuales por tener, en muchas ocasiones, una buena expresión fotogeológica.

Sus características sedimentológicas son idénticas a las de los cuerpos de areniscas descritos en el apartado anterior, y corresponden bien a depósitos de barras de meandro, o bien representan el relleno de paleocanales de ríos rectilíneos o anastomosados. Entre estos litosomas areniscosos, ocasionalmente se intercalan capas calcáreas, de idénticas características que las que forman la unidad anterior.

Sus características petrológicas, son idénticas a las de las areniscas de la unidad (6).

Se considera una edad Chattiense para estos depósitos puesto que se encuentran intercalados entre la unidad 6.

1.1.2.3. *Paleocanales de arenisca individuales (8) (Chattiense)*

Al igual que la unidad 7, esta asociación de facies se halla intercalada entre los materiales de la unidad 6.

Consiste en cuerpos de arenisca individuales que, por razones sedimentológicas y geomorfológicas, se han diferenciado en la cartografía. Desde el punto de vista sedimentológico representan depósitos de barras de meandro, cuyas características internas, son idénticas a las de las areniscas descritas para la unidad 6. Desde el punto de vista geomorfológico, son cuerpos de arenisca aislados, con formas acintadas. Estas formas son debidas a la propia morfología del depósito (depósitos meandriformes) y, en la actualidad, se presentan individualizados, debido a la erosión que han sufrido los materiales pelíticos, correspondientes a facies de llanura de inundación, que antiguamente los rodeaban.

Estos paleocanales fueron estudiados por RIBA *et al.* (1967), que reconocieron varias redes de drenaje jerarquizadas superpuestas, con cursos de carácter meandriforme y un sentido predominante de drenaje hacia el NO.

Las areniscas tienen las mismas características petrológicas que las de las unidades 6 y 7.

Al igual que las unidades 6 y 7, tiene una edad Chattiense.

1.1.2.4. *Calizas (9) (Chattiense)*

Esta asociación de facies consiste en diferentes niveles carbonáticos, un mínimo de 8 bancos, intercalados entre las facies terrígenas aluviales de la unidad 6. Estos niveles, solamente se han cartografiado en las zonas donde han formado una superficie estructural. En algunas ocasiones, en la cartografía han sido trazados como líneas de capa.

En general, presentan una gran continuidad lateral, ya que se pueden seguir cartográficamente a lo largo de toda la hoja, así como también en las áreas comprendidas en las hojas de Bujaraloz (414) y Fabara (443). El nivel superior constituye el techo de la Unidad Mequinenza-Ballobar. Como se ha comentado anteriormente, son mucho más importantes, en cuanto a número y espesor, en el sector nor-oriental del territorio. Hacia el oeste, se van acunando progresivamente, llegando a desaparecer en el límite occidental de la zona.

Su potencia oscila entre los 50 cm y los 2 m. Normalmente, están formados por una sola capa calcárea pero, en algunas ocasiones, consisten en diversos niveles carbonáticos, separados por niveles margosos de espesor centimétrico. Las calizas son micríticas y tienen un alto contenido en materia orgánica, que se refleja por su olor fétido. Suelen presentar restos de caráceas y de ostrácodos, así como bioturbación y perforaciones producidas por raíces.

Petrográficamente, las calizas corresponden a *mudstones* y a calizas grumelosas (*crumbly*), con ostrácodos, caráceas y gasterópodos. Presentan porosidad de tipo *microvug*, producida por bioturbación (procesos edáficos), a veces rellena por brechas de fango carbonatado.

Esta unidad cartográfica representa un conjunto de sedimentos depositados en momentos de expansión lacustre-palustre (Fig. 9).

Por las consideraciones mencionadas en capítulos anteriores y, puesto que pertenece a la Unidad de Mequinenza-Ballobar, se atribuye una edad Chattiense a estos materiales.

1.1.3. Unidad de Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca (Mas de los Muñecons)

Esta unidad genético-sedimentaria aflora en la mitad nor-occidental de la hojas, formando una estrecha franja que limita con la hoja de Bujaraloz (414). Sus afloramientos forman la parte baja y media de los escarpes que se encuentran en esta zona. También se encuentra formando retazos en las cotas más elevadas de la esquina SO de la hoja.

Está constituida por dos tramos litológicos diferentes (ver fig. 4): un tramo inferior, formado por sedimentos terrígenos y un tramo superior, formado por sedimentos carbonáticos. Según la sucesión estratigráfica, el tramo inferior pasa, de forma progresiva y transicional, al superior. La potencia de esta unidad oscila entre los 90 y los 103 metros.

El contacto de esta unidad genético-sedimentaria con la inferior (Unidad Mequinenza-Ballobar) es una transición muy rápida entre las facies aluviales distales, que caracterizan la base de esta unidad, y las facies palustres, que caracterizan el techo de la unidad infrayacente. Este cambio brusco de facies, de importancia regional, es indicativo de una reactivación de los sistemas aluviales marginales por lo que se ha elegido como límite de una nueva unidad genético-sedimentaria

Dentro de la hoja no se aprecia la evolución espacial de la unidad, debido a su estrecha área de afloramiento. No obstante, hacia el oeste y noroeste, en la hoja de Gelsa (413), los sedimentos predominantemente terrígenos de esta unidad, evolucionan a facies de origen lacustre-palustre (ver Fig. 7). Igualmente, hacia el NE de la zona estudiada, en el territorio comprendido en las hojas de Bujaraloz (414) y Mequinenza (415), puede observarse que estos sedimentos predominantemente terrígenos pierden entidad, a favor de sedimentos de origen lacustre-palustre. Cabe señalar que los sedimentos aluviales que constituyen la unidad, en este sector meridional de la Cuenca del Ebro, proceden de la Cordillera Ibérica. En áreas más septentrionales de esta cuenca, esta unidad se ha caracterizado en el territorio comprendido en las hojas de Peñalba (386) y Sariñena (357), donde las facies terrígenas que forman su base tienen una procedencia pirenaica.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico en el área estudiada no existen datos para determinar la edad de estos materiales, sin embargo, se le atribuye una edad Chattiense-Ageniense, en base a los datos paleontológicos aportados por AGUSTÍ *et al.* (1988) y CUENCA *et al.* (1991). AGUSTÍ *et al.* (1988) estudian los yacimientos de Fraga 11 y de Ballobar 12, localizados en la parte media-superior de esta unidad en la hoja de Fraga; e indican una edad correspondiente al techo del Chattiense. Por otra parte CUENCA *et al.* (1991), han estudiado el yacimiento de Ontiñena, situado en la parte superior de la unidad en la hoja de Sariñena; los restos de micromamíferos estudiados, han permitido atribuir una edad Ageniense (Biozona 1 de MEIN, 1975) para el techo de esta unidad genético-sedimentaria.

Los materiales que la constituyen, pertenecen a la Fm. Mequinenza (Mb. Losarcos) y a la Fm. Alcubierre (Mb. Bujaraloz y Mb. Cardiel), definidas por QUIRANTES (1969) (Fig. 1). De la

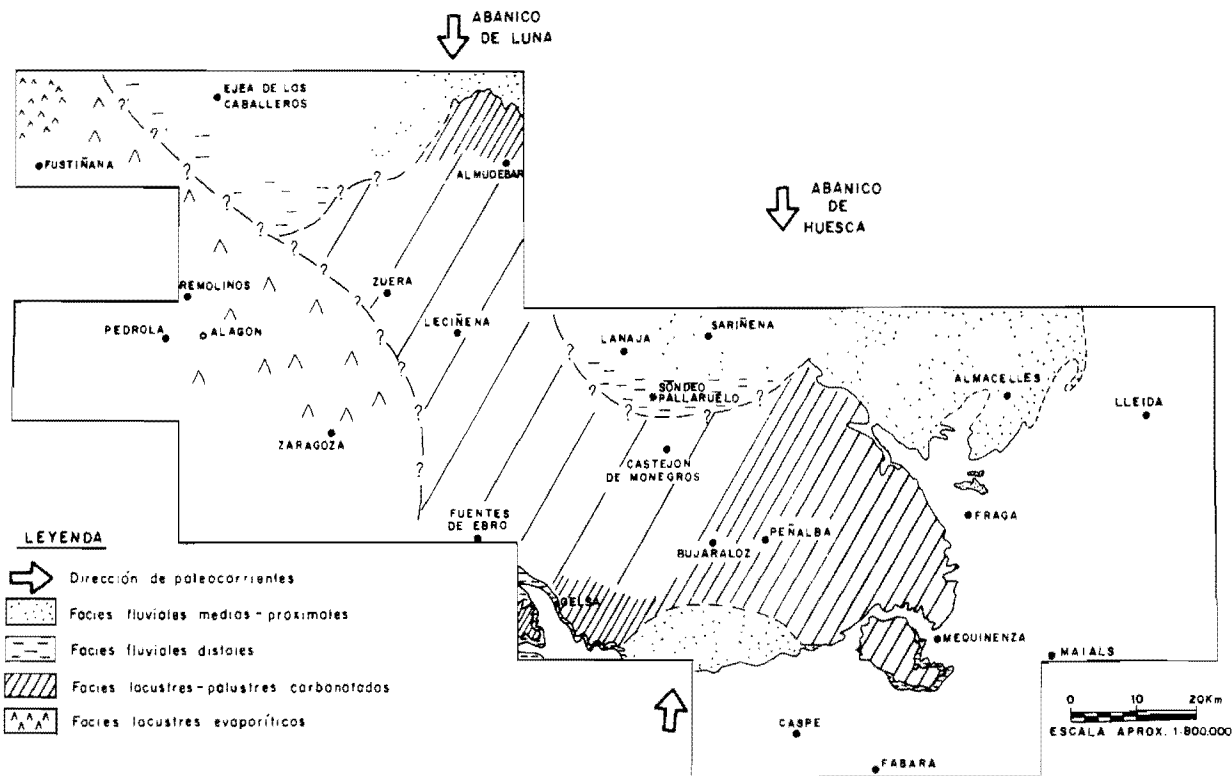


Fig 7. Esquema regional de distribución de facies de la unidad genético-sedimentaria de Torre de Cinca-Alcolea de Cinca

misma forma, también forman parte de las unidades de calizas de Torrente de Cinca y de Lutitas de la Cuesta de Fraga, definidas por CABRERA (1983).

En la cartografía geológica se han distinguido dos asociaciones de facies (10 y 11) que corresponden a los sedimentos terrígenos y a los carbonáticos, que constituyen, respectivamente, la base y el techo de la unidad.

1.1.3.1. Arcillas y paleocanales de arenisca (10). (*Chattiense-Ageniense*).

Esta asociación de facies aflora en la parte inferior de los relieves situados al noroeste de la hoja, así como en las cotas más altas del sector suroeste. Se ha reconocido con detalle en la columna del Barranco de la Cueva Cabrera (02), donde presentan una potencia de 95 m.

Esta unidad cartográfica está constituida por una alternancia de arcillas ocre y rojas, en las que se intercalan bancos de arenisca, diversos niveles calcáreos y margas grises. Se distinguen dos tipos fundamentales de areniscas: el primero, está compuesto por bancos con un espesor de hasta 3 m. Suelen presentar superficies de reactivación y, a escala de afloramiento, se observan superficies de acreción lateral, estratificaciones cruzadas de tipo planar y, ocasionalmente, estratificaciones cruzadas en surco. En el techo de las capas, a menudo se observan *ripples* y *climbing ripples*. El segundo tipo, que se da con menos frecuencia, consiste en cuerpos de arenisca de base erosiva, cuyo espesor puede alcanzar los 150 cm. Internamente presentan estratificación cruzada planar y, ocasionalmente, estratificación cruzada en surco; nunca presentan acreción lateral.

Entre las arcillas, también se intercalan capas de arenisca de aspecto tabular. A pequeña escala, suelen tener la base erosiva e, internamente, son masivas o bien tienen laminación paralela y *ripples*. Las arcillas están generalmente bioturbadas y tienen unas coloraciones, que oscilan entre ocre y rojizas. Ocasionalmente, contienen restos vegetales carbonizados y estructuras verticales, producto de la perforación producida por raíces.

Las capas de caliza son micríticas, contienen algunos restos fósiles (gasterópodos y caráceas) y normalmente, están muy bioturbadas, presentando abundantes perforaciones por raíces. Es muy común la porosidad mólica.

Al microscopio, las areniscas consisten en areniscas limosas, con un 25% de granos de cuarzo y un 10% de granos calcáreos.

De las características sedimentológicas observadas, puede deducirse que estos materiales se depositaron en áreas distales de abanicos aluviales. El primer tipo de areniscas descrito corresponde a depósitos de barras de meandro o *point bars* (Fig. 9), mientras que el segundo tipo, se puede interpretar como el relleno de paleocanales rectilíneos. Por otro lado, tanto las arcillas, como las areniscas tabulares, representan las facies de desbordamiento de los paleocanales adyacentes.

A esta unidad cartográfica, se le atribuye una edad Chattiense-Ageniense, en base a los datos que aportan AGUSTÍ *et al.* (1988) (ver descripción detallada en el apartado 1.1.3.).

1.1.3.2. Calizas, margas grises y arcillas rojas (11). (Ageniense)

Esta unidad cartográfica aflora en la parte media de los relieves del margen noroeste de la hoja. Los sedimentos que la constituyen se han medido en la serie del Barranco de la Cueva Cabrera (02), donde presentan una potencia de unos 10 metros. Hacia el oeste va aumentando de potencia, a la vez que disminuye la de la unidad anteriormente descrita que se sitúa estratigráficamente por debajo.

Esta asociación de facies está constituida por una alternancia de capas de caliza, margas grises y arcillas ocre y rojas.

Los bancos de caliza tienen un espesor centimétrico a decimétrico y pueden agruparse en bancos de hasta 50-60 cm. de potencia. Estas capas a menudo presentan estructuras sedimentarias. Se trata de laminación paralela, a veces ligeramente deformada por escape de agua y, hacia el techo, laminación *ripple*. Tienen abundantes restos fósiles (gasterópodos, caráceas y ostrácodos) y materia orgánica en general, que les confiere un olor fétido. Presentan bioturbación abundante que borra casi por completo las estructuras sedimentarias, de forma que las únicas estructuras visibles son las perforaciones producidas por raíces. Las zonas que presentan una mayor bioturbación son las partes superiores de los bancos de caliza.

Las arcillas están generalmente bioturbadas y tienen unas coloraciones que oscilan entre ocre y rojizas. De forma muy ocasional, se pueden observar estructuras verticales producto de la perforación producida por raíces.

Las margas son de coloraciones grisáceas, a veces ligeramente verdosas y muestran laminación paralela. Estos sedimentos tienen, ocasionalmente, láminas milimétricas de acumulación de materia orgánica y, en general, no suelen presentar bioturbación.

Los carbonatos, petrográficamente corresponden a *mudstones* con algunos restos de ostrácodos. Presentan porosidad fenestral y también porosidades *vug* y cavernosas, debidas a procesos edáficos.

El contenido paleontológico consiste en gasterópodos lacustres muy fragmentados, como: *Planorbis* y *Helix*.

De las características sedimentológicas observadas, puede deducirse que los materiales que constituyen esta unidad corresponden a sedimentos de origen lacustre-palustre. El ambiente deposicional presentaría zonas propiamente lacustres (más desarrolladas en la hoja de Bujaraloz, 414) con zonas palustres marginales, donde predominaría el desarrollo de procesos edáficos (Fig. 9).

Se atribuye una edad Ageniense (biozona 1 de MEIN) para esta unidad, en base al trabajo de CUENCA *et al.* (1991), en el que se estudia el yacimiento de Ontiñena (hoja de Sariñena, 357).

1.1.4. Unidad Galocha-Ontiñena (Mas del Capón)

Esta unidad genético-sedimentaria aflora únicamente en el vértice nor-occidental de la hoja, en la parte más alta de los relieves que existen en esta parte de la zona cartografiada.

Está constituida por dos unidades cartográficas (ver fig. 4): la inferior constituida por materiales fundamentalmente terrígenos y la superior formada por dos niveles de calizas. Su potencia mínima se ha evaluado en unos 45 m, teniendo en cuenta que no aflora el techo de la unidad dentro de la hoja.

El contacto de esta unidad genético-sedimentaria con la inferior (Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca), se sitúa en el contacto entre los sedimentos de origen aluvial distal, que constituyen la base de esta unidad y los sedimentos de origen lacustre-palustre, que constituyen el techo de la unidad infrayacente. Este cambio brusco de facies, de importancia regional, puede interpretarse como una reactivación de los sistemas aluviales.

Como se ha comentado, dentro de la zona, la base de esta unidad está formada por sedimentos de origen aluvial y su techo, por sedimentos de origen lacustre-palustre. Hacia el O-NO, en la hoja de Gelsa (413), evoluciona a facies de margen de lago salino, mientras que hacia el NE, en las hojas de Bujaraloz (414) y Mequinenza (415), se mantiene con la misma disposición vertical de facies que en el área de estudio (Fig. 8).

Dentro de la hoja no ha sido posible determinar la edad de esta unidad, debido a la carencia de yacimientos de micromamíferos. Sin embargo en zonas próximas, existen datos paleontológicos de interés que permiten acotar su edad.

Los estudios de CUENCA *et al.* (1991), dentro de la hoja de Sariñena, han permitido atribuir la parte superior de la infrayacente Unidad Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca al Ageniense (biozona 1 de MEIN). Por otro lado, los datos obtenidos por AZANZA *et al.* (1988) y CUENCA *et al.* (1989) en la hoja de Peñalba, permiten determinar la edad de la parte media-inferior de la suprayacente unidad de Bujaraloz-Sariñena como Ageniense (biozona 2b de MEIN). En base a estos datos se puede considerar una edad Ageniense para la presente unidad.

Esta unidad forma parte de la Fm. Mequinenza (Mb. Losarcos) y de la Fm. Alcubierre (Mb. Bujaraloz y Mb. Cardiel) definidas por QUIRANTES (1969) (ver Fig. 1). También forma parte de la unidad de lutitas y calizas del Llano de Cardiel definidas por CABRERA (1983).

1.1.4.1. *Arcillas rojas, paleocanales de arenisca y capas de caliza (12). (Ageniense)*

Esta asociación de facies aflora en la parte superior de los relieves del NO de la hoja. Está constituida por dos tramos que están separados por los niveles carbonáticos pertenecientes a la unidad cartográfica 13 que se describirá en el apartado siguiente.

Se ha reconocido con detalle en la serie del Barranco de la Cueva Cabrera (02), donde el primer tramo, presenta 15 m de potencia y el segundo, 18 m.

Esta asociación de facies está compuesta por una alternancia de arcillas, paleocanales de arenisca y capas de calizas. Las facies pelíticas, que son las más abundantes, son de coloración ocre y rojiza. Normalmente, están bioturbadas y presentan marmorizaciones y, ocasionalmente, estructuras verticales, producto de la perforación producida por raíces. Puntualmente, presentan nódulos de yeso de diámetro centimétrico.

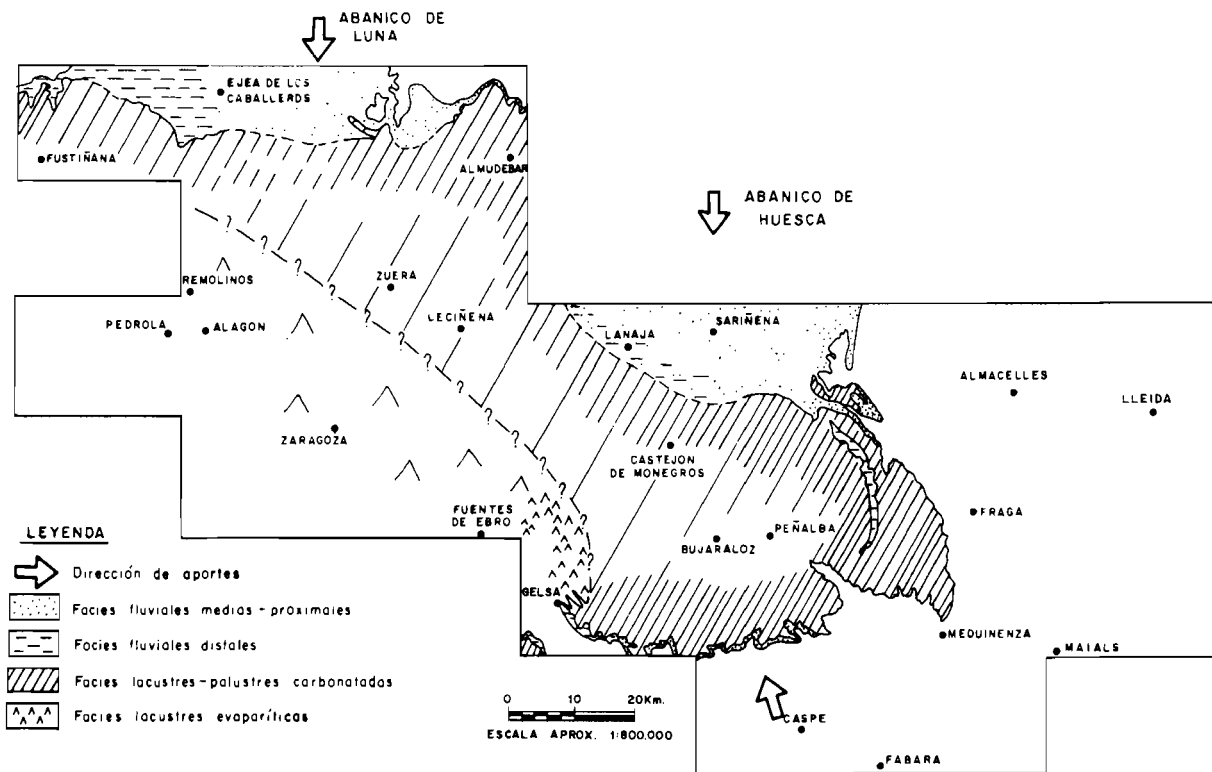


Fig 8. Esquema regional de distribución de facies de la unidad genético-sedimentaria de Galocha-Ontiñena

La presencia de capas de arenisca es poco frecuente, pero existen fundamentalmente dos tipos: 1) bancos de arenisca con base erosiva y 2) capas de arenisca de aspecto tabular.

El primer tipo está constituido por bancos de arenisca que llegan a alcanzar un espesor de 2 m. Algunas veces presentan superficies de reactivación, superficies de acreción lateral, *sets* de láminas con estratificación cruzada planar, *sets* de láminas con *ripples* y *sets* de láminas con *climbing ripples*. En ocasiones, en la base de los cuerpos de areniscas también se pueden observar laminaciones cruzadas en surco. El segundo tipo corresponde a capas de arenisca de aspecto tabular, con un espesor centimétrico o decimétrico. Suelen ser masivas, pero internamente pueden presentar laminación paralela y *ripples* de corriente en el techo.

Las capas de caliza son micríticas, contienen abundantes restos fósiles (gasterópodos, caráceas y ostrácodos) y están intensamente bioturbadas, mostrando abundantes perforaciones producidas por raíces. Tienen un elevado contenido en materia orgánica que les confiere un olor fétido.

Las areniscas, al microscopio se presentan como litarenitas calcáreas (30% de fragmentos de cuarzo, 18% de fragmentos calcáreos y 30% de cemento calcáreo) y como litarenitas (28% de granos de cuarzo, 31% de granos calcáreos y 28% de cemento calcáreo).

De las características sedimentológicas observadas, puede interpretarse que los materiales detríticos se depositaron en partes distales de abanicos aluviales. El primer tipo de areniscas descrito corresponde a depósitos de barras de meandro, mientras que las areniscas tabulares, junto con las pelitas, representan las facies de desbordamiento (Fig. 9). Por su parte los niveles calcáreos se depositaron en zonas de encharcamiento de agua, dentro de la llanura de inundación.

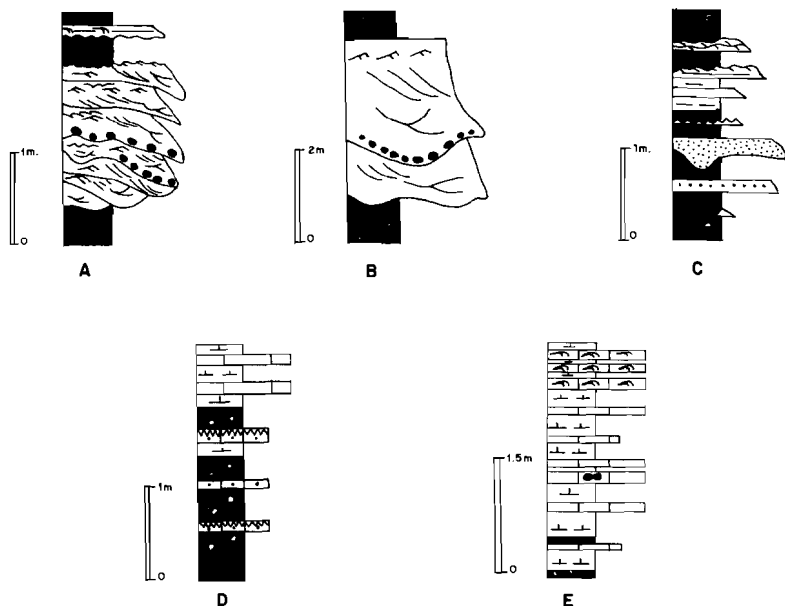
Como se ha mencionado en el apartado 1.1.4., en el ámbito de la hoja no ha sido posible determinar la edad de esta unidad. Sin embargo en base a los datos de AZANZA *et al.* (1988), CUENCA *et al.* (1989) y CUENCA *et al.* (1991), se le atribuye una edad Ageniense.

1.1.4.2. Calizas y margas grises (13) (Ageniense)

Esta asociación de facies aflora, al igual que la unidad anteriormente descrita (12), en la parte superior de los escarpes situados al noroeste de la hoja.

Los dos tramos correspondientes a esta unidad que se han diferenciado en la cartografía, se han reconocido en la serie del Barranco de la Cueva Cabrera (02), donde su potencia es de 15 y 4 m, para el inferior y el superior respectivamente.

Litológicamente esta asociación de facies está constituida por una alternancia de margas grises, arcillas ocreas y bancos de calizas. Las margas son de color grisáceo pero a veces presentan tonos verdosos. Puntualmente presentan láminas milimétricas constituidas por la acumulación de restos vegetales carbonizados, lo que les confiere una coloración negruzca. Por el contrario las arcillas son de color ocre y rojizo y ocasionalmente contienen nódulos de yeso de reducido diámetro.



A -FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS MEANDRIFORMES. BARRAS DE MEANDRO

B -FACIES DE RELLENO DE PALEOCANALES DE RIOS RECTILINEOS

C -FACIES DE LLANURA DE INUNDACION

D -SECUENCIAS DE FACIES PALUSTRES

E -SECUENCIAS DE FACIES LACUSTRES

LEYENDA

	} ARENISCAS		ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO		LAMINACION PARALELA
			ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR		ESTRATIFICACION WAVY
	CALIZAS		RIPPLES DE CORRIENTE		ESTRATIFICACION LINSEN
	CALCISILTITAS		RIPPLES ASCENDENTES		MARCAS DE RAICES
	LUTITAS		RIPPLES DE OSCILACION		CANTOS BLANDOS
	MARGAS				

Fig 9. Secuencias de facies representativas de los ambientes deposicionales que se desarrollan en la hoja de Caspe

Las capas de caliza tienen un espesor centimétrico-decimétrico y pueden agruparse en bancos de hasta 240 cm de potencia. A menudo, presentan estructuras sedimentarias, como laminaciones paralelas, a veces ligeramente deformadas por escape de fluidos y, hacia el techo, laminaciones de tipo *ripple*. Tienen abundantes restos fósiles (gasterópodos, caráceas y ostrácodos) y materia orgánica en general, que les confiere un olor fétido. Tanto el techo de las capas de caliza, como la parte superior de los ciclos formados por distintos niveles calcáreos, suelen presentar una intensa bioturbación, que normalmente consiste en perforaciones producidas por raíces y que ha borrado las estructuras sedimentarias primarias.

Las calizas pueden clasificarse como *mudstones* con restos de ostrácodos, gasterópodos y tallos y oogonios de caráceas. Tienen porosidad *vug* y cavernosa, probablemente originada por procesos edáficos.

De las características sedimentológicas observadas puede deducirse que los materiales que constituyen esta unidad corresponden a sedimentos de origen lacustre-palustre (Fig.9). El ambiente deposicional presentaría zonas propiamente lacustres y otras zonas marginales, en donde predominaría el desarrollo de procesos edáficos.

Se atribuye una edad Ageniense (biozona 1 de MEIN) a esta unidad por criterios de correlación regional.

1.2. CUATERNARIO

1.2.1. **Gravas en matriz limo-arenosa. (14, 15, 16, 17, 18, 19 y 21). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno**

Asociadas al cauce del río Ebro se han reconocido un total de 7 niveles de terrazas que también tienen representación, aunque en secuencias incompletas, en los valles de los ríos Guadalupe y Matarraña y el Arroyo del Regallo. Sus cotas relativas oscilan entre los 3-7 m y los 105 m sobre el cauce. Una descripción detallada de los niveles y sus cotas se encuentra en el capítulo de Geomorfología.

Están compuestas por cantos polimícticos bien redondeados con tamaños máximos observados de 25-30 cm y modas en torno a los 5-10 cm como más frecuentes. La matriz es limo-arenosa y presentan frecuentes estructuras internas: bases erosivas, superficies de reactivación, barras de gravas, etc. Su espesor habitual se sitúa entre los 2-5 m. Localmente pueden presentar cementaciones carbonatadas.

Se les ha atribuido una edad pleistocena, excepto el nivel más bajo que se ha considerado holoceno.

1.2.2. **Gravas en matriz limo-arcillosa. (20). Coluviones procedentes de terrazas. Pleistoceno**

Es muy frecuente que los niveles de terrazas 15 y 16, y ocasionalmente el 17, aparezcan degradados por un proceso de coluvionamiento, dando lugar a un depósito constituido por el propio material de las terrazas, es decir, gravas, arenas y limos.

Su génesis como se indicará en el apartado de Geomorfología, podría estar relacionada con un momento de actividad neotectónica con desnivelamiento de bloques que traerían consigo un incremento de los procesos de movilización en vertiente.

Se les atribuye una edad pleistocena.

1.2.3. Cantos en matriz limo-arcillosa, (22 y 24). Coluviones y conos de deyección. Limos y arcillas con cantos. (23). Depósitos aluvial-coluvial. Holoceno

Se trata de un conjunto de depósitos de características litológicas similares, compuestos por cantos mal clasificados englobados en una matriz limo-arcillosa con potencia no superior a los 2-3 m.

Los cantos son de tamaño variable, generalmente poco elaborados y de naturaleza areniscosa o caliza. Ocasionalmente puede tratarse de gravas procedentes de terrazas próximas.

Se encuentran relacionados con los procesos morfogenéticos característicos de clima árido que imperan en esta zona de la Cuenca del Ebro, es decir, movilizaciones en ladera por gravedad y arroyada.

Su edad es holocena.

1.2.4. Arcillas y limos. (25). Zonas endorreicas. Holoceno

Se localizan preferentemente en la mitad occidental de la hoja asociados a depresiones de origen mixto.

Se trata de sedimentos finos, lutitas y limos que, en ocasiones, corresponden a áreas encharcadas estacionalmente en la actualidad. En algunos casos pueden aparecer orlas salinas asociadas.

Su espesor es reducido, posiblemente no superior a 1-2 m y su edad es holocena.

1.2.5. Gravas, arenas, limos y arcillas. (26). Aluviales y fondos de "vales". Holoceno

Esta unidad cartográfica engloba tanto los sedimentos de cauces activos o intermitentes de naturaleza aluvial, como los mixtos fluvial-ladera correspondientes al relleno de los "vales" o valles de fondo plano muy abundantes en la hoja.

Se trata de arenas, limos y arcillas con cantos y gravas. Su potencia no suele rebasar los 2-3 m y su atribución cronológica es al Holoceno.

2. TECTONICA

2.1. MARCO TECTONICO REGIONAL

La hoja de Caspe está situada en el sector central de la Cuenca del Ebro.

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

Los materiales sobre los que se disponen los sedimentos terciarios, y que constituyen el sustrato de la Cuenca del Ebro, son principalmente de edad triásica y jurásica, con retazos cretácicos aislados, excepto en la parte oriental, donde llega a aflorar extensamente el zócalo paleozoico. Los mapas de subsuelo permiten observar (RIBA *et al.*, 1983) la inclinación generalizada de la superficie superior del sustrato hacia Los Pirineos, llegando a sumergirse bajo las unidades deslizadas que constituyen el frente surpirenaico. Esta superficie alcanza en la parte norte de la Cuenca profundidades superiores a los 3.500 m bajo el nivel del mar (más de 5.000 en La Rioja Alavesa), mientras la parte meridional se mantiene siempre a menos de 1.000 m.

Esta disimetría de la cuenca se manifiesta también en la edad del relleno sedimentario. Los primeros sedimentos depositados sobre la superficie basal de la cuenca son de edad paleocena y eocena y de carácter marino sólo en la parte septentrional (en buena parte bajo los cabalgamientos pirenaicos), siendo continentales y de edad progresivamente más moderna cuanto más próximos al margen ibérico se encuentran, de manera que en la parte meridional de la cuenca los depósitos basales son de edad miocena. 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 reflejada por 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 Caspe está ubicada en el sector centro-meridional de la Cuenca del Ebro, ocupando una posición próxima al borde septentrional de la Cordillera Ibérica, cerca de la zona de enlace con Los Catalánides y aunque está constituida por depósitos sinorogénicos en el sentido de ser coetáneos con la deformación de las cadenas adyacentes, presenta una estructura geológica muy sencilla, ya que la deformación apenas se ha transmitido hasta este sector de la cuenca.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

En la hoja de Caspe la disposición estructural de las capas es, por lo general, subhorizontal, con buzamientos que no exceden de los 3° - 5° (buzamiento regional de 1° - 2° hacia el NO y ONO) a excepción de una zona situada en el sector suroriental de la hoja que se halla afectada por una estructura anticlinal.

Esta estructura anticlinal se sitúa al sureste de la población de Caspe y su charnela se observa en la carretera que une Caspe y Maella, y también en el sector de Miraflores, en las inmediaciones del cauce del río Guadalope. Se trata de un anticlinal muy laxo que se puede seguir desde la parte oriental de la hoja, a lo largo de unos 6-7 km. hacia el ONO, hasta las inmediaciones del meridiano de Caspe. Su flanco norte tiene un buzamiento máximo de 10° y de 20° el flanco sur. En la zona sur de Caspe esta estructura dibuja un cierre periclinal, observable en la cartografía geológica. Desde esta zona hacia el norte y el oeste no se observan más estructuras de esta índole y sólo es apreciable el buzamiento regional de la serie terciaria hacia el NNO. La orientación de su eje es N090 a N100, perpendicular a la compresión regional tardía en el ámbito de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro (GRACIA y SIMÓN, 1986, CASAS, 1988; SIMÓN Y PARICIO 1988) por lo que puede ser atribuido a dicho régimen tectónico. Este pliegue parece ser reflejo en superficie de una estructura del borde noribérico muy adentrada en la Depresión del Ebro, posiblemente un cabalgamiento ciego.

En los niveles competentes, que en la hoja de Caspe consisten básicamente en niveles de areniscas, se desarrolla un diaclasado bastante intenso, con planos subverticales de escala decimétrica y métrica. Este diaclasado muestra, en general, dos familias dominantes: una de ellas de orientación N-S, con ligeras variaciones hacia el NNO, y otra prácticamente perpendicular a ésta.

Además de las estructuras mencionadas hasta el momento, se observa en la parte oriental de la hoja un pequeño haz de lineamientos de dirección próxima E-O visibles en la fotografía aérea. Estos lineamientos podrían interpretarse como líneas de fractura y vienen marcados por los valles rectilíneos que tributan al río Ebro en las inmediaciones del Embalse de Mequinenza. Estos lineamientos serían equivalentes a los existentes en las hojas de Bujaraloz, Gelsa y Castejón de Monegros.

Se puede interpretar que todas las estructuras descritas con anterioridad, a excepción de las diaclasas, serían pre-neotectónicas de origen compresivo. Las fracturas de escala cartográfica descritas en el párrafo anterior podrían ser el producto del rejuego con componente normal de estructuras anteriormente compresivas. Los sistemas de diaclasas son producto del

régimen distensivo generalizado que se implanta en la Cuenca del Ebro a partir del Mioceno superior-Plioceno.

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 del surco sedimentario sufre una traslación hacia el 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 de la cuenca la sedimentación continúa durante gran parte del Mioceno a favor de los surcos sinclinales de Navarra y La 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.

La actividad tectónica pirenaica se desarrolla fundamentalmente durante el Eoceno (emplazamiento de los mantos del Cotiella y Pedraforca) y Oligoceno (emplazamiento del manto de Gavarnie y reactivación del Pedraforca), aunque la deformación migra hacia el oeste, de manera que en Cataluña los primeros indicios de deformaciones compresivas del Pirineo son anteriores al Eoceno, e incluso al Paleoceno, y desaparecen antes del Mioceno, mientras que en la zona occidental (Rioja) existen cabalgamientos cuya actividad se prolonga al menos hasta el Vindoboniense.

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 contacto entre los Catalánides y 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 señalada por una importante sedimentación conglomerática con una o varias discordancias progresivas. Su edad varía, siendo más reciente en el SO y más antigua en el NE (ANADON *et al.*, 1979). En lo que respecta al borde ibérico, también registra actividad tectónica con repercusiones en la cuenca, sobre todo detectada en los extremos NO (frente de las sierras de Cameros y Demanda) y SE (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 sobrepunen 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.

El régimen distensivo generalizado da lugar, no sólo en el borde oriental, sino en la totalidad de la cuenca y en las cadenas periféricas, a una fracturación y diaclasado (SIMON, 1989) que ponen de manifiesto la presencia en profundidad de accidentes mayores, principalmente de orientación ibérica, que pueden haber condicionado la sedimentación y geometría de la cuenca a lo largo de su evolución (alto relativo de Los Monegros durante el Oligoceno).

2.4. NEOTECTONICA

Hacia el Mioceno superior-Plioceno se produjo en la región una tectónica de tipo distensivo que, aunque no se manifiesta por estructuras cartográficas, sí produjo un sistema de diaclasado bastante homogéneo, y débiles pero extensos basculamientos probablemente controlados por fracturas del subsuelo. El campo de esfuerzos puede definirse, en primera aproximación, como una distensión tendente a radial con σ_3 próximo a E-O, que produciría el desarrollo de una familia principal de diaclasas en torno a N-S. No obstante, en dicho campo de esfuerzos se producirían, además, dos tipos de anomalías:

- 1) El intercambio de σ_1 y σ_3 en la horizontal tras producirse las primeras fracturas tensionales N-S, que daría lugar a una familia secundaria en dirección E-O.
- 2) La desviación de las trayectorias de σ_2 y σ_3 por efecto de hipotéticas fallas mayores preexistentes de dirección NO-SE.

A lo largo de la hoja de Caspe son escasos los puntos en que se han observado deformaciones de los depósitos cuaternarios. En tres afloramientos se han observado fracturas verticales sin desplazamiento visible y, frecuentemente, con relleno de carbonato pulevurento. Estas discontinuidades afectan a un sistema de glacia, a un retazo de una terraza alta del Ebro que aflora en el vértice Herradura, al NE de Caspe y a una terraza del río Guadalupe situada junto al caserío de Miraflores. Estas deformaciones corresponden a fracturas tensionales que muestran una coherencia total con el campo de esfuerzos reciente inferido de la fracturación que afecta al Mioceno; en uno de los afloramientos estudiados sus direcciones parecen reflejar el campo distensivo primario, mientras que otras dos se ajustan a las trayectorias de un hipotético campo perturbado.

Otro afloramiento en el que aparece deformada una terraza del Ebro es la gravera situada junto a la localidad de Chiprana. La parte inferior del afloramiento muestra un buzamiento de los niveles de gravas de 22° al oeste, mientras que otro nivel superior se encuentra horizontal. Aunque podría interpretarse esta disposición como morfologías sedimentarias origi-

nales de tipo *point bar*, su inclinación y su gran escala parecen sugerir una deformación tectónica. Resulta difícil, no obstante, interpretar el eventual significado tectónico de esta anomalía: las hipótesis más pausibles son: un basculamiento ligado a una posible falla normal de mayor escala, o un proceso de tipo diapírico.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Caspe se localiza en la zona Centro-oriental de la unidad fisiográfica de la Depresión del Ebro.

Las características climáticas en la hoja corresponden al tipo mediterráneo continental de carácter semiárido con temperaturas medias anuales de 15° y precipitaciones en torno a los 400 mm al año.

Orográficamente la hoja presenta relieves suaves, con leves pendientes generales hacia el valle del río Ebro. Las cotas culminantes se localizan en la zona sur-oriental correspondiendo a los vértices Punta de Don Pablo (324 m), Sierra de Caspe (375 m) y Atalaya (341 m).

La red fluvial principal está constituida por el río Ebro y sus afluentes Guadalope y Arroyo del Regallo que confluyen por su margen derecha. En el ángulo sur-oriental de la hoja se localiza un pequeño tramo del curso del Matarraña, que transcurre más ampliamente en la vecina hoja de Fabara.

El río Ebro discurre con dirección aproximada O-E por la zona central y septentrional de la hoja. Presenta una morfología de encajamiento acentuado, sobre todo en la mitad oriental de la zona, si bien el hecho de encontrarse embalsado (embalse de Mequinzena) suaviza en parte esta característica.

También el Guadalope, que transcurre en dirección aproximada S-N presenta un encajamiento notable, en tanto que en el resto de la red fluvial de menor orden existente en la hoja, predominan los valles de fondo plano ("vales"), así como algunos barrancos de incisión lineal, sobre todo localizados en la zona nororiental.

La zona posee una economía fundamentalmente agrícola con cultivos de secano, existiendo también algunas zonas en regadío en las proximidades de los cursos de agua principales.

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

En el modelado de una región, el primer factor a considerar es la composición litológica y estructura geológica del substrato, en cuanto que constituye el soporte que condiciona la distribución de los principales relieves.

Por otra parte, su interacción con los procesos de la dinámica fluvial, causa principal del vaciado erosivo y acarreo de los materiales denudados, constituye la justificación de la evolución morfogenética del área en los tiempos recientes, dentro del contexto de un sistema morfoclimático de carácter semiárido.

3.2.1. Estudio morfoestructural

En la hoja de Caspe existen dos rasgos estructurales característicos que condicionan claramente buena parte de la morfología del área.

Por una parte, la presencia de paleocanales areniscosos intercalados en la serie terciaria, sobre todo en la mitad meridional de la hoja, provoca la generación de relieves positivos modelados sobre estos materiales más resistentes a la erosión. El carácter meandriforme de estos paleocanales, con una sinuosidad acusada, hace que los relieves residuales generados reflejen en muchas ocasiones dicho carácter, dando lugar a caprichosas morfologías en los relieves, que permiten reconocer con toda precisión los antiguos cursos fluviales.

Por otra parte, y sobre todo en la zona nororiental de la hoja, el carácter alternante de niveles duros carbonatados con otros margosos y arcillosos menos resistentes a la erosión provoca la aparición de abundantes superficies estructurales que, en muchas ocasiones presentan un escarpe neto sobre los valles circundantes.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Laderas

Las laderas y vertientes constituyen elementos fundamentales en la composición del paisaje, en tanto que a través de ellas se produce el aporte de agua y sedimentos a la red de drenaje.

En el ámbito de la hoja de Caspe se reconoce un proceso casi generalizado de regularización de vertientes que dada su frecuencia no ha sido representado en la cartografía. Estas laderas presentan perfiles cóncavos que enlazan suavemente con su nivel de base local. Suelen estar tapizadas por un recubrimiento detrítico de escaso espesor. Cuando éste alcanza cierta potencia, enmascarando la litología terciaria subyacente, se ha cartografiado como coluvión.

Mención aparte merecen una serie de depósitos de ladera, muy frecuentes en las zonas próximas al Valle del Ebro y que se generan por degradación de niveles de terrazas provocando la presencia de zonas coluvionadas y retocadas. Su litología componente son, casi exclusivamente, gravas y arenas provenientes de las terrazas existentes. Como se indicará en el apartado de evolución dinámica, estos depósitos, que siempre afectan a los mismos niveles de terrazas, podrían interpretarse como coluviones antiguos generados en un momento de cierta inestabilidad tectónica que habría provocado una acentuación de los procesos de movilización en vertiente.

3.2.2.2. *Formas fluviales*

Las principales morfologías de origen fluvial presentes en la hoja de Caspe se encuentran relacionadas con el río Ebro y su afluente el Guadalope y, en menor medida, con el Arroyo de Regallo y el Matarraña.

En ellos se han cartografiado una serie de depósitos correspondientes a terrazas. La presencia del embalse de Mequinenza ha impedido la realización de perfiles altimétricos para asignación de cotas relativas a los niveles existentes. Sin embargo, a partir de datos topográficos y comparación con zonas próximas puede establecerse la siguiente secuencia aproximada:

NIVEL	COTA
i	3 - 7 m
h	17 - 20 m
g	35 - 40 m
f	60 m
e	80 m
d	90 m
c	105 m

Un hecho importante a destacar, es la evidencia de un importante cambio de posicionamiento del río inmediatamente posterior al depósito del nivel g, lo que provoca la presencia de morfologías de meandros antiguos que han quedado abandonados a partir de ese momento.

Evidencias de esta circunstancia pueden observarse al oeste de Chiprana; al sur y, sobre todo al norte de Caspe y más al este en la zona de La Herradura y al norte de la misma, en la Plana Cañicero. En esta última los depósitos correspondientes a meandro abandonado se encuentran representados en la cartografía como aluvial-coluvial debido al intenso reabajamiento posterior que han sufrido.

En el resto de la hoja se han diferenciado los depósitos de fondo de valle asociados a los cauces más importantes. La desembocadura de algunos arroyos o pequeños cauces sobre niveles de terrazas o aluvial-coluvial da lugar a la formación de conos de deyección.

Como ya se ha indicado, y principalmente en la zona nororiental de la hoja, se hacen patentes fenómenos de erosión que dan lugar a barrancos de incisión lineal.

También se han cartografiado algunos interfluvios que dan lugar a aristas morfológicamente destacables.

3.2.2.3. *Formas lacustres*

Las únicas formas lacustres presentes en la hoja de Caspe corresponden a una serie de áreas endorreicas o semiendorreicas sometidas a encharcamientos estacionales.

Se encuentran ligadas a zonas deprimidas de origen mixto en parte relacionadas con dolinas aluviales o bien correspondientes a litologías más blandas ubicadas entre los paleocanales arenosos citados anteriormente. No puede descartarse la posible influencia eólica en el desarrollo de dichas morfologías, como ya se ha citado en áreas próximas de la Cuenca del Ebro.

Cabe destacar por su tamaño las llamadas Laguna Salada y Laguna de la Estanca localizadas al sur de Chiprana.

3.2.2.4. *Formas poligénicas*

Se incluyen en este apartado aquellas morfologías y depósitos en cuya génesis interviene más de un proceso formador.

Las más importantes en cuanto a extensión y desarrollo corresponden a los “vales” o valles de fondo plano, que constituyen una morfología de gran importancia en el modelado regional.

Se caracterizan por una forma de valle en artesa y, generalmente, no presentan concavidad de enlace evidente con las vertientes laterales.

En la génesis de los depósitos de naturaleza limo-arcillosa que constituyen su relleno intervienen, tanto los aportes laterales de índole coluvial, como los longitudinales de origen fluvial. Es frecuente que, dada su naturaleza litológica, sean áreas aprovechadas para cultivos por lo que frecuentemente presentan aterrazamientos antrópicos que tienen una indudable influencia en su preservación, al controlar la dinámica erosiva de los procesos de incisión.

Como ya se ha indicado se han incluido en este apartado de formas poligénicas, las depresiones que frecuentemente se localizan en la zona occidental de la hoja y en cuya génesis han podido influir componentes estructurales, litológicos y posiblemente, eólicos.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las características litológicas y sedimentológicas de los depósitos superficiales han sido ya descritas en el capítulo de Estratigrafía del Cuaternario. Las morfologías deposicionales han sido, a su vez, tratadas en los apartados anteriores, por lo que en este capítulo se indicará únicamente la existencia, sobre las superficies estructurales, de un tapiz de depósitos, generalmente poco potente, procedente de la alteración del sustrato y, a su vez, de la antropización por cultivo de dichas superficies. Estos materiales tienden a acumularse a favor de la pendiente estructural por lo que presentan potencias ligeramente superiores, de orden decimétrico en las zonas más bajas.

3.4. EVOLUCION DINAMICA

En la hoja de Caspe, la inexistencia de sedimentos atribuibles al Mioceno superior y Plioceno, hace difícil el establecimiento de la geomorfología precuaternaria.

Sin embargo, y por consideraciones regionales, se puede señalar que el comienzo de la evolución reciente se situaría hacia el tránsito Mioceno-Plioceno, con el cambio de las condiciones endorreicas preexistentes en la Cuenca, hacia un régimen exorreico, tras el establecimiento de la red fluvial del Ebro como sistema de erosión y transporte exorreico hacia el Mar Mediterráneo a través de los Catalánides.

Este cambio provocó el inicio del vaciado erosivo en toda la Depresión del Ebro, cuya resultante es la creación de relieves estructurales por modelado diferencial de las distintas litologías que constituyen el sustrato en esta zona.

En la hoja de Caspe, los depósitos cuaternarios más antiguos observados, corresponden a los niveles de terrazas de la red fluvial, principalmente el río Ebro. La atribución cronológica es un tanto imprecisa, si bien la cota a la que se localizan los depósitos más altos, superior a 100 m, induce a considerarlos como Pleistoceno inferior.

A partir de este momento se reconoce una secuencia continuada de depósitos de terraza que llegarían hasta el Cuaternario más reciente.

Debe destacarse la existencia, a nivel de la terraza de 40 m de una serie de amplias morfologías de meandros abandonados a lo largo del curso del Ebro en esta zona.

El hecho de que esta circunstancia quede limitada solo a este nivel, unido al hecho de que los niveles de terrazas más antiguos a el presenten un importante coluvionamiento que tampoco se observa en niveles inferiores, induce a pensar que, en este momento, pudo producirse algún tipo de movimiento neotectónico que propiciara un levantamiento del bloque sobre el que discurría el río.

Ello justificaría, por una parte, el encajamiento del cauce, con abandono brusco del antiguo valle y creación de los meandros abandonados y, por otra parte, una acentuación de los procesos de vertiente, con desmantelamiento de algunos niveles de terrazas existentes y generación de los coluviones antiguos citados en el apartado del modelado de laderas.

A partir de este momento, la morfología en el área debió ser sensiblemente similar a la actual, con depósito de las terrazas más recientes y encajamiento y desarrollo de la red fluvial secundaria. Asimismo se generarían las morfologías de conos de deyección y abanicos, coluviones recientes, depósitos aluvial-coluvial, rellenos de las "vales" y regularización generalizada de vertientes.

3.5. MORFOLOGIA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

En la actualidad, las condiciones climáticas semiáridas imperantes en el área hacen de la arroyada, tanto difusa como concentrada, y de la incisión lineal los procesos morfogenéticos más importantes, particularmente en los sectores con relieves más acentuados en la hoja.

Por otra parte, la presencia de la presa de Mequinenza que afecta a todo el curso fluvial del río Ebro en el ámbito de esta hoja, tiene una indudable influencia en la dinámica de los cau-

ces del entorno, en cuanto a la atenuación o desaparición de los procesos fluviales relacionados con el curso principal de la zona.

A su vez, la implantación de cultivos con aterrazamientos en buena parte del área, fondos de "vales" y zonas aluvial-coluviales tiene también una indudable influencia sobre la dinámica de los procesos activos tendiendo a atenuarlos.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La hoja de Caspe se sitúa en el sector central de la Cuenca del Ebro. Esta cuenca, corresponde a los últimos estadios de evolución de la cuenca de antepaís meridional del Orógeno Pirenaico (PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1986), relacionada también, con la evolución de la Cordillera Ibérica, situada al suroeste y Los Catalánides, que limitan dicha cuenca por el sureste.

Durante el Paleoceno, en la cuenca tiene lugar la sedimentación de materiales continentales, representados por la Formación Mediona (FERRER, 1971) y, durante el Ilerdiense, se produce una transgresión marina generalizada, durante la cual se depositan en el margen más septentrional de la actual Cuenca del Ebro depósitos marinos. A grandes rasgos, se puede considerar que durante gran parte del Eoceno, en la cuenca se desarrolla una sedimentación marina, en parte representada por los *fan deltas* del Puigsacalm, procedentes del Pirineo y los de Sant Llorenç del Munt y de Montserrat, procedentes de Los Catalánides.

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 sedimentos que afloran en la hoja de Caspe abarcan un intervalo estratigráfico comprendido entre el Oligoceno superior (Chattiense) y el Mioceno inferior (Aquitaniense). Estos sedimentos forman parte de las cuatro unidades genético-sedimentarias que se han mencionado en el capítulo de Estratigrafía: U. Fayón-Fraga, U. Mequinenza-Ballobar, U. Torrente de Cinca-Alcolea de Cinca y U. Galocha-Ontiñena.

Durante el Chattiense el territorio de la hoja estaba ocupado por las áreas distales de un amplio sistema aluvial, cuyo ápice se encontraba situado al sur, en las estribaciones de la

Cordillera Ibérica. Este gran abanico se interdigitaba hacia el norte y el oeste, fuera ya de la zona de estudio, con un amplio sistema lacustre con sedimentación carbonatada y evaporítica. Este sistema aluvial perduró en la zona con ligeras variaciones, hasta el límite Oligoceno-Mioceno. En este período únicamente se diferencian cortas etapas de expansión de la sedimentación lacustre debido a un menor aporte sedimentario.

En el Aquitaniense inferior, la sedimentación detrítica es mucho menos importante y las etapas de sedimentación lacustre carbonatada son más frecuentes y duraderas.

Desde este momento y hasta el Cuaternario, no existe registro sedimentario en la hoja de Caspe. Por consideraciones regionales, puede indicarse que la sedimentación se prolongó a lo largo del Mioceno con el depósito de unidades de características similares, localizándose sus depocentros sedimentarios hacia el NO de la zona estudiada.

A partir del Aragoniense, el campo de esfuerzos regional corresponde a un estado distensivo que se prolonga hasta el Cuaternario (SIMÓN, 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 en las que domina la sedimentación, permiten la formación de sucesivos niveles de glaciares y de terrazas asociadas a los cauces fluviales principales.

Regionalmente hay constancia de una moderada actividad neotectónica, relacionada principalmente con la halocinesis de las formaciones evaporítico-salinas del substrato.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. RECURSOS MINERALES

5.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Tan solo cabe señalar en este capítulo los niveles de evaporitas intersectados por el sondeo para petróleo "Caspe-1".

5.1.2. Rocas industriales

Siendo de bajo potencial la demanda de productos de cantera y no habiendo yacimientos de interés catalogados, tan solo se han señalado 7 indicios de escasa entidad y mercado muy local.

ROCAS INDUSTRIALES

NUMERO (*)	COORD. UTM X Y Z	SUSTANCIA	MUNICIPIO (Provincia)	MORFOLOGIA Y/O TIPO	MINERALOG.	OBSERVACIONES
1 (26)	X: 746.400 Y: 4575.150 Z: 140 m	Aridos naturales	Caspe (Z)	Sedimentario -aluvial	–	Antigua explotación semiactiva y pequeña de gravas con matriz arenosa de terraza alta del Ebro; corresponde a la ficha 12882 del MRI, altura de banco 4 m; frente: 100 m.
2 (27)	X: 746.850 Y: 4572.450 Z: 160 m	Aridos naturales	Caspe (Z)	Sedimentario -aluvial	–	Corresponde a la ficha 12881 del MRI. Las demás características como el anterior. Se mantiene la actividad
3 (24)	X: 739.100 Y: 4571.050 Z: 160 m	Aridos naturales	Chiprana (Z)	Sedimentario -aluvial	–	No se conserva ficha del indicio en el MRI. Al parecer poco importante e inactivo. También sobre una terraza.
4 (25)	X: 741.175 Y: 4571.425 Z: 175 m	Aridos naturales	Chiprana (Z)	Sedimentario -aluvial	–	Corresponde a la ficha 12883 del MRI, una explotación semiactiva sobre 2 m de potencia y 100 m de frente en las gravas arenosas de una terraza del Ebro.
5 (28)	X: 747.250 Y: 4568.750 Z: 135 m	Arenisca	Caspe (Z)	Formación molásica subhorizontal	–	Corresponde a la ficha 12769 del MRI. Explotación de hasta 4 m de potencia y 120 m de frente, para obtener piedra de mampostería. Inactiva.
6 (29)	X: 749.200 Y: 4568.325 Z: 175 m	Zahorras (arcillas y áridos)	Caspe (Z)	Sedimentario aluvial - coluvial	–	Corresponde a la ficha 12968 del MRI, cantera inactiva que utilizando una terraza coluvionada proporcionaba gruesos para áridos y finos para un tejar anejo.
7 (30)	X: 249.800 Y: 4566.675 Z: 160 m	Aridos naturales	Caspe (Z)	Sedimentario aluvial -	–	Corresponde a un yacimiento potencial sobre los aluviales del río Guadalope.

(*) Entre paréntesis el del Metalogenético 1:200.000 (2º serie) o el del Mapa de Rocas Industriales (MRI)

ROCAS INDUSTRIALES

NUMERO (*)	COORD. UTM X Y Z	SUSTANCIA	MUNICIPIO (Provincia)	MORFOLOGIA Y/O TIPO	MINERALOG.	OBSERVACIONES
8 (31)	X: 252.000 Y: 4565.875 Z: 220 m	Arcilla común	Caspe (Z)	Sedimentaria Subhorizontal	–	Corresponde a una pequeña explotación inactiva para tejar, en un tramo limo-arcilloso de la formación aluviodistal Caspe.
9 (32)	X: 254.375 Y: 4562.350 Z: 230 m	Arcilla común	Maella (Z)	Sedimentaria Subhorizontal	–	Una pequeña cantera inactiva de arcilla para tejar. Sobre facies finas del terciario continental.

(*) Entre paréntesis el del Metalogenético 1:200.000 (2ª serie) o el del Mapa de Rocas Industriales

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

NUMERO (*)	COORD. UTM X Y Z	SUSTANCIA	MUNICIPIO (Provincia)	MORFOLOGIA Y/O TIPO	MINERALOG.	OBSERVACIONES
10	X: 257.575 Y: 4562.325 Z: 290 m	Yeso y anhidrita	Maella (Z)	Evaporítica	Yeso	Más de 50 m de yesos intersectados a partir de 100 m de profundidad por el sondeo petrolífero "Caspe-1", (1973). Correspondientes al Terciario; y unos 100 m (a partir de los 450) de anhidrita en el Keuper.

(*) Entre paréntesis el del Metalogenético 1:200.000 (2ª serie) o el del Mapa de Rocas Industriales

Las formaciones “arcillosas” carecen de la calidad y continuidad suficientes.

Posiblemente sean las areniscas, como piedra para una construcción de más calidad las que más potencial como recursos natural presenten, en este momento.

La explotación de gravas y arenas viene condicionada por factores técnicos y económicos que dificultan caracterizar la zona como con potencial en áridos naturales, aunque estas formaciones detríticas no faltan.

5.2. HIDROGEOLOGIA

No existe en la hoja ningún sistema acuífero definido a escala regional (figura nº 10).

Se pueden destacar los depósitos cuaternarios (glacis, coluviones y rellenos de valle) por presentar una permeabilidad media aunque, debido a su pequeña representatividad en cuanto a superficie y espesor, su interés hidrogeológico es escaso.

Las formaciones terciarias son de permeabilidad muy baja en general aunque los niveles carbonatados o detríticos más gruesos, presentes dentro de algunas de estas formaciones, pueden tener cierta permeabilidad.

Debido a las características ya señaladas no se han realizado estudios hidrogeológicos de interés en la zona. Cabe señalar la realización recientemente de diversos trabajos en las hojas vecinas de Gelsa, Bujaraloz y Mequinenza en los que se estudia el comportamiento hidrogeológico del Terciario continental y cuyas conclusiones fundamentales pueden ser aplicadas al Terciario de la hoja de Caspe.

Existen un total de 11 puntos inventariados en la hoja (3 manantiales y 8 sondeos) cuya distribución por octantes es la siguiente:

OCTANTE	Nº DE PUNTOS		TOTAL
	MANANTIALES	SONDEOS	
5	2	1	3
6	1	2	3
7	—	2	2
8	—	3	3
TOTAL	3	8	11

5.2.1. Climatología

La red de control instalada por el Instituto Nacional de Meteorología dentro del área consta de cuatro estaciones (una pluviométrica y tres termopluviométricas).

La precipitación media anual se sitúa entre los 300 y 400 mm, siendo la primavera y el otoño las épocas más lluviosas.

La temperatura media anual es de 14-16° C. La temperatura media del mes más frío es de 4-8° C y la del más cálido de 24-26° C.

La evapotranspiración potencial da valores de 900-950 mm anuales. Los déficits son muy acusados, sobre todo en la época estival.

El clima de la hoja de Caspe varía entre Mediterráneo subtropical y Mediterráneo continental semiárido, con inviernos tipo Avena y unos veranos tipo Algodón más cálido o Arroz (según la clasificación agroclimática de J. PAPADAKIS). En cuanto al régimen de humedad queda definido como Mediterráneo seco o Mediterráneo semiárido.

5.2.2. Hidrología

El río Ebro es el principal cauce que discurre por la hoja, atravesándola longitudinalmente en su mitad septentrional. Todo su recorrido forma parte del embalse de Mequinenza. La superficie total de la cuenca de recepción del embalse, a la cual pertenece en su totalidad la hoja de Caspe, es de 57.444 km². La capacidad total del embalse se eleva a 1.530 Hm³.

Además del Ebro, los ríos Guadalope, Regallo y Matarraña son cauces de carácter perenne que desembocan en el primero por su margen derecha.

La Confederación Hidrográfica del Ebro tiene instalada una estación de aforos a la que denominan con el número 99 y registra el caudal del río Guadalope a su paso por Caspe, muy cerca ya de su confluencia con el Ebro. La superficie de la cuenca que se recoge en este punto es de 3.845 km² y el caudal medio anual, calculado durante un período de cuatro años es de 5 m³/s.

5.2.3. Características hidrogeológicas

5.2.3.1. Depósitos cuaternarios

Entre estos depósitos se encuentran los relacionados con piedemontes, conos de deyección, coluviones, glaciares, fondos de valle y terrazas aluviales.

Las litologías dominantes son gravas y cantos englobados en proporciones variables de arenas, limos y arcillas.

Aunque las características litológicas de estos depósitos implican una permeabilidad media, su pequeña extensión superficial y reducido espesor hacen que los recursos de agua que puedan albergar sean muy limitados y capaces tan sólo de atender demandas muy puntuales.

5.2.3.2. *Materiales terciarios*

Los depósitos terciarios presentes en la hoja son de permeabilidad baja o muy baja. Se han diferenciado dos grupos fundamentalmente:

- Materiales impermeables o de permeabilidad baja: está formado por las unidades cartográficas 4, 5, 6, 10 y 13. En estas unidades existe un predominio muy claro de materiales arcillosos y limosos y ocupan la mayor parte de la superficie de la hoja.
- Materiales de permeabilidad baja: está constituido por las unidades cartográficas 1, 2, 3, 7, 8, 9, 11 y 12. En las unidades 1, 2, 3, 7, 8 y 12 existe un mayor contenido en areniscas en forma de paleocanales o capas intercaladas que posibilitan la existencia de zonas con mayor interés hidrogeológico dentro de las mismas aunque de forma muy puntual. En las unidades 9 y 11 existe un mayor contenido en capas de caliza que pueden albergar ciertos recursos aunque muy reducidos.

El funcionamiento hidrogeológico de los materiales terciarios continentales todavía no es bien conocido. Algunos estudios realizados en las hojas vecinas situadas al norte de la de Caspe, los consideran en su conjunto como un medio homogéneo de baja permeabilidad. En otros trabajos se establecen hipótesis en las que consideran que se comportan como un acuífero multicapa superficial.

En cualquier caso son evidentes sus pobres características hidrogeológicas globales. La alternancia de horizontes de cierta permeabilidad con capas prácticamente impermeables implica una marcada anisotropía de este parámetro en vertical. El nivel piezométrico se sitúa próximo a la superficie topográfica y adaptado a la misma.

5.2.4. **Hidrogeoquímica**

No existen análisis químicos de las aguas subterráneas. Por similitud con los materiales de las hojas vecinas y de los datos químicos existentes en las mismas, cabe esperar aguas muy mineralizadas, con una composición aniónica predominantemente sulfatada y una composición catiónica más variable: magnésica, sódica, cálcica o estados intermedios entre ellas.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS GENERALES

En la hoja de Caspe 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.

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

AREA I

Comprende los depósitos terciarios con predominio de facies arenosas y margo-carbonatadas que no constituyen relieves de importancia.

Dentro de este área podemos distinguir las siguientes zonas:

Zona I₁

A ella pertenecen las unidades cartográficas (1), (2), (3), (4), (6), (7), (8), (10) y (12).

Está constituida por arcillas con paleocanales de areniscas, en ocasiones amalgamados y algunos niveles de caliza.

Es una zona compuesta por capas y bancos subhorizontales, de pendientes suaves. Esta disposición facilita el ripado, sobre todo en los tramos lutíticos y de éstos con niveles de areniscas poco potentes; en los niveles de canales amalgamados la ripabilidad es baja.

El drenaje tanto superficial como profundo es deficiente debido a la impermeabilidad de los tramos arcillosos.

La estabilidad en desmontes es deficiente, sobre todo por desprendimiento de bloques, debido a la erosión diferencial sobre los bancos más blandos.

Zona I₂

A ella pertenecen las unidades cartográficas: (5), (9), (11) y (13).

Está constituida por calizas con intercalaciones de margas, en capas de escasos centímetros. Disposición subhorizontal.

No presenta problemas de ripabilidad, por la escasa potencia de los niveles carbonatados.

Posee mal drenaje profundo, debido a la impermeabilidad de las margas. Capacidad de carga moderada pudiendo aparecer en cimentaciones asientos diferenciales.

Zona II

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

Se han distinguido las siguientes zonas:

Zona II₁

Está formada por las unidades cartográficas: (14), (15), (16), (17), (18), (19) y (21).

Está constituida por bloques y cantos redondeados de rocas metamórficas y carbonatadas y arenas.

Presentan morfología de terrazas.

Esta formación es perfectamente ripable y estos 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 filtración.

Zona II₂

Está formada por las unidades cartográficas: (20), (22) y (24)

Está constituida por cantos y gravas en matriz limo-arcillosa.

Estos materiales presentan la estructura típica tipo coluvión.

Los taludes que presentan, en general, son bastante inestables por su fácil erosionabilidad.

La ripabilidad es alta, mientras que la permeabilidad es muy baja y puede presentar problemas de aterramientos locales.

Zona II₃

Está formada por las unidades cartográficas: (23) y (26).

Está constituida por limos, arcillas, arenas y gravas.

Estos depósitos rellenan cauces fluviales y son, por lo general, poco potentes.

La ripabilidad de estos depósitos es alta y la permeabilidad del conjunto es de media a alta y no presenta problemas de drenaje. Los taludes naturales son por lo general bajos.

Zona II₄

Está formada por la unidad cartográfica: (25).

Está constituida por arcillas y limos. Corresponden a fondos de origen endorreico, en disposición horizontal.

Representan zonas inundables, debido a su baja permeabilidad y mal drenaje superficial.

Puede presentar problemas de asientos y de agresividad en los hormigones por la presencia de yesos.

CUADRO RESUMEN DE LAS CARACTERISTICAS GEOTECNICAS DE LOS MATERIALES DE LA HOJA DE CASPE

AREAS	ZONAS	UNIDADES CARTOG.	LITOLOGIA	ESTRUCTURA	CARACTERISTICAS GEOTECNICAS
I	I	(1), (2), (3), (4), (6), (7), (8), (10) y (12)	Arcillas con paleocanales de areniscas	Capas subhorizontales	Formación fácilmente ripable a excepción de los bancos potentes de canales amalgamados. Drenaje superficial y profundo deficiente. Estabilidad en desmontes deficiente
	I ₁	(5), (9), (11) y (13)	Calizas con intercalaciones de margas	Disposición subhorizontal	Materiales de ripabilidad elevada. Deficiente drenaje tanto en profundidad como superficial
II	II ₁	(14), (15), (16), (17) (18), (19) y (21)	Bloques y cantos redondeados y arenas	Morfología de terrazas	Formación ripable. Materiales aptos para la obtención de gravas y préstamos. Admite taludes prácticamente verticales. Elevada permeabilidad
	II ₂	(20), (22) y (24)	Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa	Coluviones	Taludes inestables. Ripabilidad elevada Permeabilidad muy baja
	II ₃	(23) y (26)	Limos, arcillas, arenas y gravas	Relleno de cauces poco potentes	Ripabilidad elevada. Permeabilidad de media a alta. No presenta problemas de drenaje. Los taludes naturales son por lo general bajos
	II ₄	(25)	Arcillas y limos	Zonas endorreicas	Zona inundable y con mal drenaje superficial. Puede presentar problemas de asentamientos y de agresividad a los hormigones

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

La hoja de Caspe se sitúa en el sector central de la Cuenca del Ebro.

Con una orografía irregular, la litología de los depósitos terciarios consiste en una serie monótona de arcillas y areniscas con escasas intercalaciones calizas de origen palustre-lacustre que se hacen más frecuentes hacia el noroeste de la hoja. Los sedimentos detríticos son de origen fluvial-aluvial procedentes del desmantelamiento de la Cordillera Ibérica situada al S de la zona cartografiada.

Los sedimentos cuaternarios consisten en varios niveles de terrazas, depósitos aluviales, coluviales y sedimentos de zonas endorreicas.

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

Resultado de esta selección se han obtenido un total de 6 P.I.G., con un interés variado: estratigráfico, geomorfológico, tectónico, etc., cuya utilización principal es de tipo científico y divulgativo en un ámbito local o regional.

Posteriormente y usando el mismo método de subjetividad se escogieron 3 de los 6 P.I.G. iniciales considerando que eran lo que mejor representaban los procesos geológicos acaecidos de la hoja.

P.I.G. nº 1

Los paleocanales exhumados constituyen el principal objeto de interés geológico de la hoja. Citados por primera vez por RIBA *et al.* (1967), estos paleocanales o cauces antiguos se formaron por el relleno, por materiales detríticos, de una extensa red fluvial divagante excavada en materiales arcillosos. Su exhumación posterior origina un relieve invertido en el que los cauces rellenos destacan como relieves sinuosos en el paisaje. Esta característica permite estudiar la red fluvial distributiva fósil que aparece perfectamente expuesta, y los detalles sedimentológicos de los depósitos.

P.I.G. nº 2

Anticlinal de Miraflores. Esta es una de las escasas estructuras tectónicas que se desarrollan en la parte central de la Cuenca del Ebro. Es un anticlinal laxo, de dirección NO-SE, que se ubica en el sector sur-oriental de la hoja de Caspe. Afecta a los materiales aluviales de la unidad Fayón-Fraga.

P.I.G. nº 3

Depósitos de terraza del río Ebro, al sur de Chipriana en los que se reconoce una flexión de

origen tectónico, pudiendo apreciarse como los materiales constituyentes, gravas y arenas, presentan buzamientos hacia el sur de unos 20°, estando fosilizados por otros depósitos sub-horizontales

7. **GEOFISICA Y SONDEOS**

La hoja nº 442 (Caspe) contiene diversa, aunque no abundante, información referente a geofísica.

Entre ella destaca el sondeo petrolífero CASPE-1, realizado en 1974. La profundidad alcanzada por este sondeo son 1.810 m llegando a perforar buena parte de los materiales del Paleozoico. Sobre estos materiales descansan el Triásico y el Terciario, de los que se cuenta con información de diagrfías.

Por lo que respecta a la gravimetría, esta zona se incluye dentro del Proyecto de Investigación Gravimétrica del Bajo Aragón, del año 1962, realizado por ENPASA. Su ejecución es en perfiles con 0,5-1 estaciones/km.

No existe información referente a la sísmica en esta hoja por lo que los datos procedentes de ésta deben ser extrapolados de las líneas LM situadas inmediatamente al norte.

CUADRO RESUMEN DE LA INFORMACION GEOFISICA	
SONDEOS	CASPE-I
LINEAS SISMICAS	NO HAY
GRAVIMETRIA	0,5 - 1 estaciones/km
SEDT	NO HAY

8. BIBLIOGRAFIA

- AGUSTÍ, J.; CABRERA, L.; ANADON, P. Y ARBIOL, S. (1988). A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain). A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.* 18 (2) pp. 81-97, 5 fig. Berlin-Stuttgart.
- ANADON, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P. Y SOLE SUGRAÑES, L. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*. 14: 242-270.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; COLOMBO, F.; MARZO, M. Y RIBA, O. (1986).- Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits. Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: Ph. Allen and P. Homewood (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S.*, 8: 33-45.
- ANADON, P.; VIANEY-LIAUD, M.; CABRERA, L.; 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, pp. 117-131.
- ANADON, P.; CABRERA, L.; COLLDEFORNIS, B. Y SÁEZ, A. (1989). Los Sistemas Lacustres del Eoceno Superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta geológica Hispánica*. v. 24, nº 314. pp. 205-230.
- ARENAS, C. Y PARDO, G. (1991). Significado de la ruptura entre las Unidades Tectosedimentarias N₂ y N₃ en el centro de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 9, pp. 67-70.
- 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, L. (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. Inédita.
- CASAS, A. M. (1988). El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). *Acta Geol. Hisp.* 23 (3), pp. 223-231.
- CLAVER, I.; AGUILÓ, ARAMBURU, M. P.; AYUSO, E.; BLANCO, A.; CALATAYUD, T.; CEÑAL, M. A.; CIFUENTES, P.; ESCRIBANO, R.; FRANCÉS, E.; GLARIS, G.; GONZÁLEZ, S.; LACOMA, E.; MUÑOZ, C.; ORTEGA, C.; OTEROS, J.; RAMOS, A. Y SAIZ DE OMEÑACA, M. G. (1984). Guías para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. Manuales CEOTMA. nº 3, MOPU. Madrid, 572 p.
- COLOMBO, F. (1980). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona. 608 pp. Inédito.
- CUENCA, G.; AZANZA, B.; CANUDO, J. I. Y FUERTES, V. (1989). Los micromamíferos del Mioceno inferior de Peñalba (Huesca). Implicaciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, nº 6, pp. 75-77.
- 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.
- 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. Paleontol.* 90: 70 p. Basilea.
- GRACIA, J.F. y SIMÓN, J.L. (1986). El campo de fallas miocenas de la Bárdena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero*, T. XCVII-VI, pp. 693-703.
- IGME (1975). Estudio geológico y minero del área lignitífera de Calaf (inédito). IGME (1975). Proyecto de investigación de radioactivos del área lignitífera y uraninífera de Santa Coloma de Queralt (Barcelona-Tarragona) (inédito).
- IGME (1976). Área lignitífera y uraninífera de Mequinenza (Lérida-Tarragona, Huesca y Zaragoza) (inédito).
- IGME (1981). Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario de Pamplona-Zaragoza (inédito).
- IGME (1981). Exploración de pizarras bituminosas en el Terciario del sector de Benabarre-Igualada (inédito).
- IGME (1985). Prospección previa de lignitos en el área de Pinós-Molsosa (Lérida-Barcelona) (inédito).
- IGME (1986). Prospección previa de lignitos en el área de Bages-Moianes (Barcelona) (inédito).
- IGME (1987). Síntesis Geológico-Minera de los carbones del noreste peninsular (inédito).
- J.E.N. (1977). Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraniníferas de la zona de Huesca-Estella (inédito).
- J.E.N. (1977). Estudio geológico, litológico, estructural y de posibilidades uraniníferas de la zona de Solsona-Olot (inédito).
- J.E.N. (1979-81). Estudio estratigráfico y sedimentológico del borde meridional de la Depresión del Ebro entre Alcañiz y Borges Blanques (Provincias de Teruel, Zaragoza, Lérida y Tarragona) (inédito).
- MEIN, P. (1975). Report on Activity. *RCMNS Working groups*. Bratislava, pp. 78-81.

- PÉREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. Y ARENAS, C. (1988). Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde Ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). In: A. Pérez, A. Muñoz y J.A. Sanchez (eds.), *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Guía Campo III. Reunión Grupo Español de Trabajo*. PICG 219, pp.7-20.
- PÉREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. (1989). Evolución de los sistemas lacustres del margen ibérico de la Depresión del Ebro (sectores central y occidental) durante el Mioceno. *Acta Geológica Hispánica*, v. 24 nº 3-4, pp. 243-257.
- PUIGDEFÁBREGAS, C.; MUÑOZ, J. A. Y MARZO, M. (1986). Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequence in the southern foreland basins. *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. Granada. Pub. por Institución "Fernando El Católico" (CSIC), Diputación Provincial de Zaragoza, 1978. 200 p.
- 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). Resultado 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.; VILLENA, J. Y QUIRANTES, J. (1967). Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona Caspe-Chiprana. *Anales de Edafología y Agrobiología, CSIC*, T. 26, núm. 1-14, Madrid, pp. 617-637.
- 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.
- SIMÓN, J. L. Y PARICIO, J. (1988). Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 44, pp. 271-283.
- 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.

