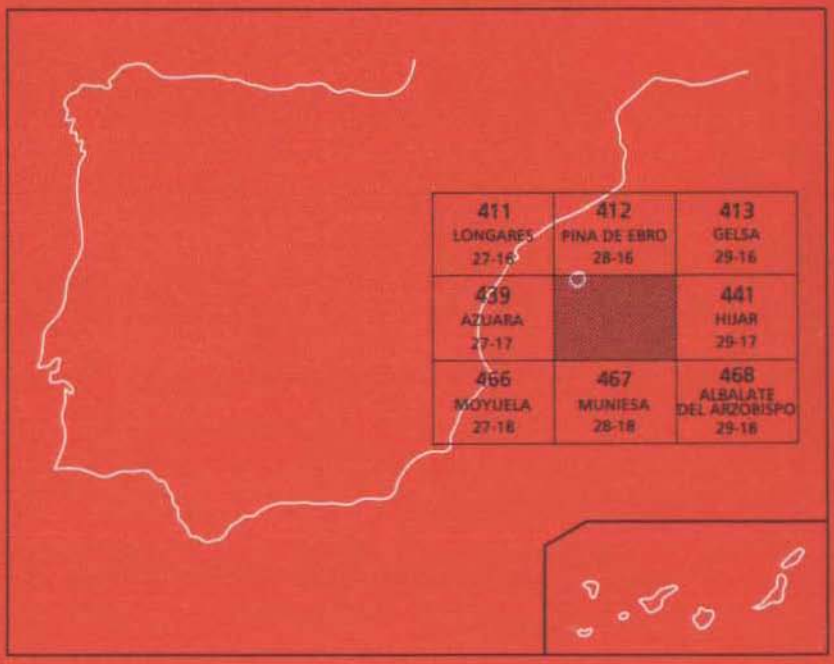
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

440
28-17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BELCHITE

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BELCHITE

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.), como parte de la Unión Temporal de Empresas, Intecsa-CGS, y dentro del programa Magna, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Dirección y supervisión

— Gabaldón López, V. (IGME).

Autores

— Cartografía, sedimentología y Memoria: Lendínez González, A. (INTECSA). Jefe de Proyecto.
— Cartografía geológica y Memoria: Ruiz Fernández de la Lopa, V. (INTECSA).

Colaboradores

— Alvaro López, M. (CGS). Tectónica.
— Gutiérrez Elorza, M., y Sancho Marcén, C. (Universidad de Zaragoza). Geomorfología.
— Gómez Fernández, J. J. (Exxon Minera). Sedimentología carbonatos del Jurásico.
— Pérez, A.; Pardo, G., y Villena, J. (Universidad de Zaragoza). Sedimentología del Terciario.
— Aguilar Tomas, M. (CGS). Petrología en lámina.
— Leal Martín, M. C. (CGS). Micropaleontología en lámina delgada y levigados.
— Comas, M. J., y Goy, A. (Universidad de Madrid). Macropaleontología.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Informes petrográficos, macropaleontológicos y sedimentológicos.
— Columnas estratigráficas de detalle.
— Fichas bibliográficas, álbum fotográfico.

Fotocomposición: Laxes, S.A.
Imprime: Gráficas Marte, S.A.
Depósito legal: M-19355-1989
NIPO: 232-89-010-6.

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. Tránsito Triásico-Jurásico	6
1.1.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, Dolomías y carniolas (1). Rethiense-Hettangiense	6
1.2. Jurásico	7
1.2.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (2). Sinemuriense-Pliensbachiense.	7
1.2.2. Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona (3). Pliensbachiense	12
1.2.3. Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel (4). Toarciense-Aaleniense	13
1.2.4. Formación Carbonatada de Chelva (5). Toarciense-Dogger	13
1.2.5. Formación Margas de Sot de Chera (6). Oxfordiense-Kimmeridgiense	16
1.2.6. Formación Ritmita calcárea de Loriguilla (7). Kimmeridgiense	16
1.2.7. Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas (8). Kimmeridgiense-Portlandiense	17
1.3. Terciario	18
1.3.1. Arcillas rojas, yesos y niveles de conglomerados (9). Paleógeno	18
1.3.2. Conglomerados, arcillas y yesos (10). Paleógeno-Mioceno inferior	19

Pág.

1.3.3. Conglomerados cuarcíticos, calcáreos y areniscas (11). Paleógeno-Mioceno inferior 21
1.3.4. Conglomerados cuarcíticos y calcáreos (12). Mioceno 21
1.3.5. Areniscas y arcillas. Niveles de conglomerados (13). Mioceno 22
1.3.6. Areniscas, calizas y margas grises (14). Mioceno. 23
1.3.7. Yesos y margas yesíferas (15). Mioceno 24
1.3.8. Calizas y areniscas con Gasterópodos (16). Mioceno medio-Plioceno 24
1.4. Tránsito Terciario-Cuaternario 26
1.4.1. Arcillas y cantos encostrados. Terraza antigua (17). Plio-cuaternario 26
1.5. Cuaternario 26
1.5.1. Depósitos de glacis y conos de deyección (18) . 26
1.5.2. Limos, arcillas y cantos (19). Cuaternario indiferenciado 27
1.5.3. Aluvial. Cantos y gravas sueltos (20) 27
1.5.4. Terrazas (21, 22, 23) 28

2. TECTONICA 28
2.1. Tectónica regional 28
2.2. Descripción de la estructura 29
2.2.1. El arco plegado de Belchite-Aguilón 29
2.2.2. Depósitos postorogénicos 30
2.3. Cronología de las deformaciones 30

3. GEOMORFOLOGIA 32

4. HISTORIA GEOLOGICA 36

5. GEOLOGIA ECONOMICA 38
5.1. Minería y canteras 38
5.2. Hidrogeología 39

6. BIBLIOGRAFIA 41

0. INTRODUCCION

La Hoja geológica a escala 1:50.000 núm. 440, Belchite, forma parte de las provincias de Zaragoza y Teruel y se sitúa al Norte de las estribaciones de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en el borde Sur de la cuenca del Ebro.

Morfológicamente es llana salvo los relieves mesozoicos que, partiendo del vértice NO, la recorren hasta el centro de la Hoja y de las mesas terciarias. Destacan como cotas singulares el Mojón del Lobo (630 metros) y el Cerro Moratilla (664 m.).

El Río Aguasvivas y el Cámaras son los únicos dignos de mención. El primero recorre la Hoja, desde el Pantano de Muniesa en el vértice SO, primero en dirección NNE, hasta cortar los relieves mesozoicos, y después en dirección Oeste-Este. Recibe al Cámaras por su margen izquierda en las proximidades de Letux.

Las poblaciones más importantes de la zona son Belchite y Lécera. Existen otros pequeños núcleos diseminados que dan a la zona una baja densidad de población. Su actividad principal es la agricultura.

Geológicamente la Hoja incluye una pequeña estribación Jurásica del Sistema Ibérico (Rama Aragonesa) en estructura anticlinal y depósitos terciarios y cuaternarios de relleno de la Cuenca Terciaria del Ebro.

Como apoyo cartográfico para la elaboración de la Hoja se ha contado con la Hoja 1:200.000 núm. 40 de Daroca, y en la ejecución de la misma se han empleado los métodos de la normativa MAGNA. Estos métodos han consistido en el levantamiento de series estratigráficas de campo, con anotación de tramos sobre el terreno, así como el estudio

sedimentológico de campo y de laboratorio, que se derivan de las series y muestras recogidas. Por último el estudio micropaleontológico en lámina delgada y levigado permite la datación de las unidades cartográficas que se describen en el capítulo de estratigrafía.

El estudio geomorfológico realizado a escala 1:50.000 y que se adjunta a la presente memoria reducido de escala, permite un conocimiento morfológico y de depósitos superficiales muy detallado.

1. ESTRATIGRAFIA

En la presente Hoja afloran materiales pertenecientes a las formaciones Jurásicas y sobre éstos se sitúan los Terciarios, que ocupan una mayor extensión y en los que se han diferenciado distintintas unidades cartográficas atendiendo a criterios litoestratigráficos fundamentalmente.

1.1. TRANSITO TRIASICO-JURASICO

De manera general se considera como tránsito Triásico-Jurásico a un conjunto dolomítico que se sitúa estratigráficamente entre las F. Keuper y el Jurásico propiamente dicho, y que carece de fauna que permita una mejor caracterización.

1.1.1. Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (1). Rethiense-Hettangiense.

Esta unidad aflora únicamente en el extremo más meridional de la estuctura anticlinal jurásica que recorre el cuadrante noroccidental de la Hoja.

Está constituido por un conjunto masivo y caótico de dolomías vacuolares de aspecto brechoide y coloración amarillo-rojiza. A veces el carácter brechoide se intensifica, ocasionando una brecha de cantos de dolomía con laminación paralela, muy angulosos y con tamaños que no superan los 20 cm.

Estos materiales debieron formarse en un ambiente de tipo lagunar, en la zona de llanura de mareas, con episodios de carácter hipersalino con formación de evaporitas. La evolución posterior sugiere la disolución de las evaporitas, dando lugar a colapso-brechas.

La potencia del conjunto no se puede medir, pues no aflora la base de la formación, pero regionalmente supera los 100 m. Se ha denominado Formación Carniolas de Cortes de Tajuña y se le atribuye tradicionalmente edad Rethiense-Hettangiense.

1.2. JURASICO

El Jurásico está representado en la Hoja de Belchite en su totalidad, diferenciándose todas las formaciones en que habitualmente se divide.

Aflora en una estrecha banda NO-SE de unos 12 km. de longitud por 2 km. de ancho, entre el cerro de la Cruz y el Montecillo.

Las series parciales de Bocafoz I y II y Barranco de los Buitres (documentación complementaria de esta hoja) han permitido conocer con detalle la serie entre la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas y la Formación Carbonatada de Chelva. El Jurásico superior se analiza en la serie Cruz realizada en la vecina Hoja de Longares (411). Quedan mal definidas la Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel y Formación Margas de Sot de Chera por presentar afloramientos incompletos y semicubiertos que impiden la realización de series de detalle.

Se analizará también la presencia de la unidad informal «calizas y margas de Almonacid de la Cuba» (COMAS-RENGIFO, 1985) en el tránsito entre la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas y la Formación Margas grises del Cerro del Pez.

La serie sintética del Jurásico queda reflejada en la fig. 1.

1.2.1. Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (2). Sinemuriense-Pliensbachiense

Es la unidad que mayor extensión de afloramientos presenta en la estructura anticlinal del Norte de la Hoja.

Esta unidad ha podido ser observada con detalle en la sección del Comedero del Buitre, situada al Norte de Almonacid de la Cuba. Además, en esta localidad, y sobre las calizas y dolomías tableadas de la Formación Cuevas Labradas, de aspecto típico, se encuentra una unidad margosa y calcárea que fue denominada por COMAS-RENGIFO (1985) como «Calizas y margas de Almonacid de la Cuba». Por el momento esta unidad tiene carácter de informal.

La Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas de aspecto típico tiene un espesor de 211 m. en la mencionada localidad, y pueden separarse al menos tres grandes conjuntos.

El conjunto inferior está constituido por una sucesión de calizas fundamentalmente *mudstone* con ocasionales intercalaciones de calizas *grainstone* y *packstone* a *wackstone* y dolomías. Las calizas *mudstone* suelen presentar bioturbación en mayor o menor intensidad, y con cierta frecuencia se encuentran estructuras de láminas de algas, *tepees,* pliegues enterolíticos, láminas rotas y porosidad *fenestral.* Las calizas

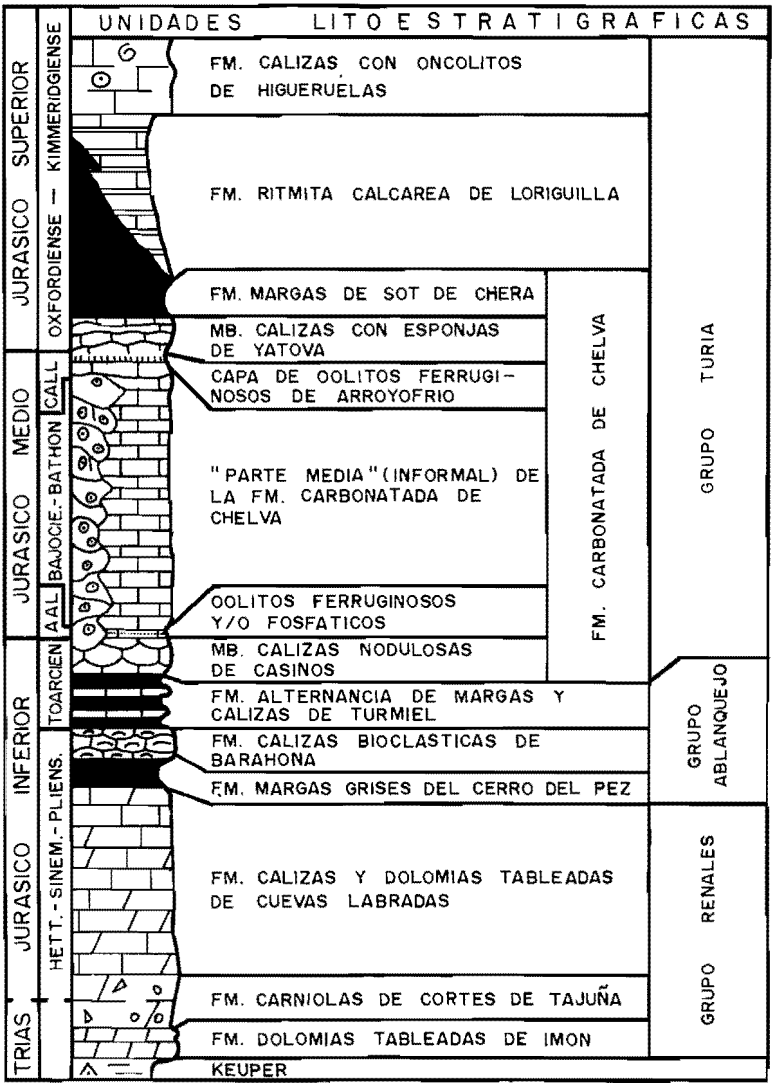


Fig. 1.- Cuadro con las unidades litoestratigráficas del jurásico definidas en la Cordillera Ibérica.

grainstone y *packstone* están asociadas a estructuras canalizadas con secuencias de tipo *fining upaward* e índice de energía decreciente hacia la parte superior o se encuentran asociadas a estructuras de tipo barra, dunas o *megaripples* con índice de energía creciente hacia el techo. Con cierta frecuencia, las litologías de tipo *wackstone* o *mudstone-wackstone* presentan *rills* bioclásticos.

Todas estas litologías y estructuras se ordenan en secuencias de somerización como las expresadas en la figura 2 (a, b) en las cuales sobre depósitos de alta energía de relleno de canal (*grainstones* y *packstones* oolíticos) se disponen estructuras de laminaciones de algas y sobre ellas pliegues enterolíticos y *tepees,* indicando un ambiente supramareal hipersalino de tipo *sabkha,* para terminar con estructuras de láminas rotas (figura 2b). En otras ocasiones, sobre las estructuras de relleno de canal (*grainstones* y *packstones* de oolitos, intraclastos, fósiles y *pellets)* se encuentran laminaciones de algas, a veces con porosidad fenestral (fig. 2b).

También se encuentran cuerpos con geometría de barra, generalmente sin preservación de la estructura interna, son *packstones* en la parte inferior de la secuencia y *grainstones* de intraclastos, oolitos y fósiles en la parte superior (fig. 2c).

La sedimentación de este conjunto inferior de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas se ha llevado a cabo en un ambiente sub a intermareal con episodios supramareales, bajo condiciones de clima normal a árido. El conjunto intermedio de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas está constituido por un sistema de barras y canales. La litología dominante son *grainstones* a *packstones* de oolitos y fósiles, a veces con intraclastos y/o *pellets.* Entre las estructuras sedimentarias más abundantes se encuentran la laminación cruzada planar de bajo ángulo y los *rills* bioclásticos, estos últimos más abundantes en las litologías de tipo *mudstone* a *wackstone.* La forma de los cuerpos sedimentarios refleja geometrías de canal y de barras, encontrándose dos tipos diferentes de secuencias. Por un lado, secuencias de tipo *fining upward* constituidas por barras de *grainstones* que rellenan estructuras canalizadas, y un término superior de *wackstone-mudstone* con *rills* bioclásticos (fig. 2d).

En este conjunto intermedio también se reconocen secuencias de barras de *grainstones* (fig. 2e) que predominan en la parte superior, para terminar, en el techo del conjunto, con una superficie ferruginosa bien marcada.

El conjunto superior de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas está constituida por un tramo monótono de calizas *mudstone* a *wackstone,* frecuentemente con estratificación nodulosa a ondulada, cuya única estructura interna observable es la de *rills* bioclásticos en algunos de sus tramos. Cuando se encuentran intercalaciones

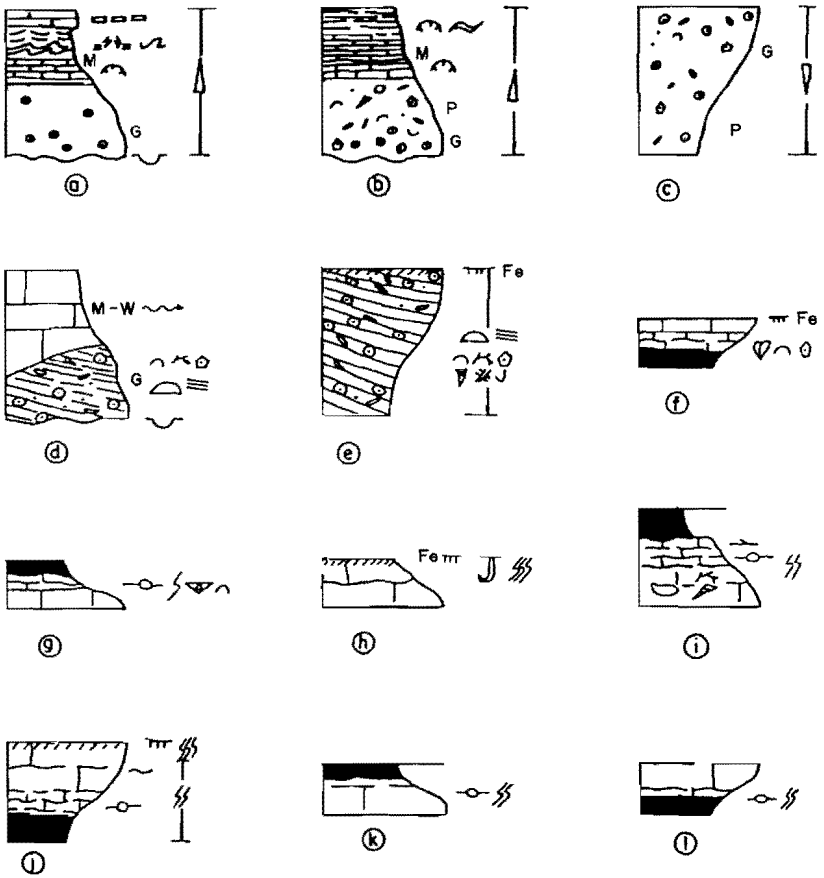


Fig. 2 Secuencias tipo de la Fm. Cuevas Labradas (a,b,c,d,e); "Calizas y margas de Almonacid de la Cuba" (f,g,h); Fm. Barahona (i,j) y Fm. Turmiel (K,l).

LEYENDA

	Cuerpos canalizados	Fe	Superficie ferruginosa	M -	Mudstone
	Barras, dunas ó megaripples		Estratificación ondulada		Bivalvos
	Laminación cruzada planar gran escala		Estratificación nodulosa		Ostreidos
	Laminación cruzada pequeña escala (ripples)		Bioturbación escasa		Crinoides
	Rills		Bioturbación moderada		Gasterópodos
	Laminación de algas		Bioturbación intensa		Algas
	Tepees	J	Superficie perforada		Pholadomiidos
	Plieges enteroliticos	G -	Grainstone		Braquiópodos
	Laminas rotas	P -	Packstone		Ostracodos
	Porosidad fenestral	W -	Wackstone		Gryphaea

margosas pueden definirse secuencias de tipo marga-caliza, que a veces terminan en superficies ferruginosas (como las representadas en la figura 2f). Con frecuencia a lo largo de este conjunto, y especialmente en su parte superior, se encuentran superficies ferruginosas bien desarrolladas, a veces muy bioturbadas y con perforaciones, siendo una de las más notables la que representa su límite superior.

La sedimentación de estos tramos se ha llevado a cabo en una plataforma interna submareal carbonatada, con frecuentes etapas de disminución en la velocidad de sedimentación, a lo largo de su desarrollo; así como fenómenos de cementación temprana y colonización de fondos parcialmente litificados, que aumentan en frecuencia hacia la parte superior.

Sobre este último tramo que marca el límite superior de la Formación Cuevas Labradas se dispone un conjunto calcomargoso de unos 31 metros de espesor conocido como «Calizas y margas de Almonacid de la Cuba», unidad informal descrita por COMAS-RENGIFO (1985). Está constituido por una sucesión más o menos regular de calizas *mudstone* a *wackstone*, a veces con estratificación nodulosa, con bioturbación generalmente escasa a moderada. Se dispone en secuencias de tipo caliza-marga (fig. 2g) y marga-caliza (fig. 2f), que en ocasiones terminan en superficies ferruginosas.

Algunas de las secuencias caliza-marga se encuentran incompletas. En ellas, el término margoso falta y la superficie del término calcáreo se encuentra ferruginizada, intensamente bioturbada y perforada, indicando etapas de baja velocidad de sedimentación, exposición prolongada de la superficie del sedimento a su interfase con el agua, cementación temprana y colonización de substrato duro (fig. 2h), como ocurre a techo de la unidad de Almonacid de la Cuba.

Este conjunto parece haberse depositado en una plataforma externa de baja energía con frecuentes aportes margosos. No obstante, al tratarse de una unidad poco conocida no es posible, por el momento, precisar su desarrollo, relaciones laterales con las unidades superior e inferior, lo cual limita notablemente sus posibilidades de interpretación.

La microfauna estudiada en las muestras ha permitido datar la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas como Sinemuriense-Pliensbachiense. La asociación encontrada es:

Pseudofenderina cf. *butterlini; Taumathoporella* cf. *parvoversiculifera; Ammobaculites* sp.; *Mayncyna termieri; Ammobaculites agglutinans; Lituosepta* cf. *recoarensis; Haurania* cf. *amiji; Lenticulina* sp.; *Lingulina* sp.; *Lenticulina subalata; Lingulina tenera; L. pupa; Planularia* aff. *filosa; Procytheridea* sp. «D» (APOSTOL); *Vaginulina constricta* (TERQ. y BART.); *Krausella lanceolata; Astacolus debilis* WISN; *A. matutina* D'ORB; *Marginulina prima* D'ORB; *Hungarella amalthei* (QUENS); *H. contractula* (TRIEB.); *H. etaulensis* (APOSTOL).

1.2.2. **Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas bioclásticas de Barahona** (3). **Pliensbachiense**

Afloran en una estrecha faja al Sur del anticlinal entre Almonacid de la Cuba y la carretera de Belchite a Cariñena y se ha estudiado en la serie levantada en el Barranco de Bocafoz (ver doc. complementaria). Ambas formaciones se han cartografiado como una única por la poca potencia que presenta la Formación Margas grises del Cerro del Pez y lo recubierta que se presenta dado su carácter margoso.

La Formación Margas grises del Cerro del Pez la describe COMAS-RENGIFO (1985) en Almonacid de la Cuba como una sucesión de margas con intercalaciones de margocalizas y calizas margosas *mudstone* en capas medias, con planos de estratificación ligeramente irregulares. En los dos metros inferiores se encuentran superficies ligeramente ferruginizadas.

Los fósiles son muy abundantes, conteniendo numerosos bivalvos, braquiópodos y algunos ejemplares de ammonites, estos últimos en la parte superior de la unidad. Aunque se encuentra un importante número de ejemplares fósiles de braquiópodos, su variedad se reduce a un total de nueve especies diferentes.

La sedimentación parece haberse llevado a cabo en una plataforma submareal restringida, de baja energía.

La Formación Barahona ha podido ser estudiada en el corte de Bocafoz y en parte en la sección del Comedero del Buitre. Su espesor es de unos 22 m. y está constituido por calizas micríticas, *mudstone* a *wackstone,* bioclásticas, a veces algo margosas y de aspecto noduloso, que alternan con margas grises, beiges y amarillentas. El género *Gryphaea* es el macrofósil más abundante.

En la parte inferior de la sección de Bocafoz, visible también en la sección del Comedero del Buitre, predominan las secuencias de tipo caliza-marga, con calizas micríticas bioclásticas en la base, con frecuencia nodulosas, calizas margosas nodulosas y, a veces, con láminas de *ripples* en la parte media y margas en la parte superior.

En la parte superior de la Formación Bioclástica de Barahona predominan las secuencias marga-caliza que constan de margas y calizas nodulosas que suelen terminar en superficies ferruginosas más o menos desarrolladas y con bioturbación moderada a intensa (fig. 2i, j).

El ambiente de sedimentación de esta unidad, en este área, parece corresponder al de una plataforma externa de baja energía, somera, rellena de materiales carbonatados finos provinientes, probablemente, en parte de la propia producción de carbonatos de la plataforma y en parte por lavado de las zonas de mayor energía, junto con depósitos margosos. Ambas litologías han sido organizadas en secuencias por la acción de corrientes de fondo.

La fauna datada permite dar una edad al conjunto de Pliensbachiense

con la siguiente asociación: *Lingulina* cf. *tenera; Astacolus* sp.; *A.* Aff *rectalonga; Krausella lanceolata; Lenticulina* aff. *subalata; Ammobaculites* aff. *fontinensis* (TERQ); *Ammodiscu* sp.; *Epistomina* sp.; *Lenticulina* sp.

1.2.3. **Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel** (4) **Toarciense-Aaleniense**

Esta unidad, que normalmente se presenta muy cubierta, aflora únicamente en un pequeño retazo en la margen derecha del Barranco de Bocafoz, donde se ha levantado una serie parcial.

La Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel está constituida por una alternancia de calizas micríticas *mudstone* a *wackstone* bioclásticas, con frecuencia nodulosas, y margas grises. Los fósiles son bastante abundantes, pudiendo reconocerse estructuras y texturas de bioturbación a lo largo de toda la unidad.

La alternancia de calizas y margas se organiza en secuencias de tipo caliza-marga (fig. 2k, e) y marga-caliza. En ocasiones pueden reconocerse conjuntos estratodecrecientes dentro de la alternancia.

La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en una rampa extensa de baja energía y bien comunicada, rellena por carbonatos micríticos y margas organizados en secuencias por corrientes de fondo.

Los levigados realizados en la serie Bocafoz han permitido datar Toarciense en base a:

Dentalina terquemi; Saracenaria sublaevis FRANKE; *Policope decorata* APOST; *Procytheridea vertilusa* APOST.; *Procytheridea aff. bucki* BIZON; *Hungarela contractula* (TRIEB.).

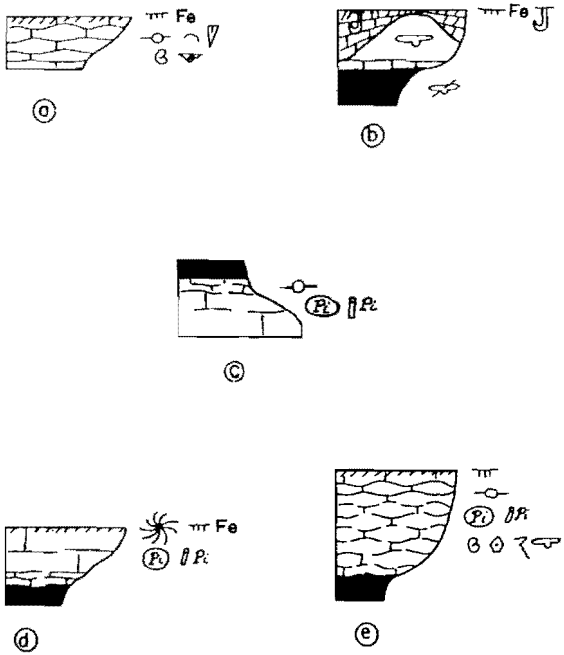
1.2.4. **Formación carbonatada de Chelva** (5). **Toarciense-Dogger**

Sobre la formación margosa anterior, se dispone una serie denominada Formación Carbonatada de Chelva, de la que sólo aflora en esta Hoja el Miembro Calizas nodulosas de Casinos y la parte media de la Formación.

Aflora únicamente en el Barranco de Bocafoz, donde se ha levantado una serie parcial que se completa con otras realizadas en las Hojas de Moyela (466) y Azuara (439).

El Miembro calizas nodulosas de Casinos está formado por calizas *mudstone* y *wackstone* bioclásticas, con preferencia nodulosas, en las que pueden observarse costras ferruginosas.

Se reconocen secuencias de ralentización, con carbonatos nodulosos que terminan en superficies ferruginosas (fig. 3a). Su sedimentación se



LEYENDA

- Estratificación nodulosa
- Fe Superficie ferruginosa
- Bivalvos
- Belemnites
- Ammonites
- Esponjas
- Zoophycos
- Microfilamentos
- Crinoides
- Microfósiles
- Nodulos piríticos
- Tubos piríticos
- Braquiópodos

Fig.3.- Secuencia tipo de la Fm. Carbonatada de Chelva.

ha llevado a cabo en un ambiente de rampa externa de carbonatos de baja energía, en condiciones de baja velocidad de sedimentación, hasta su parte superior, en la que la sedimentación queda prácticamente detenida, produciéndose procesos de reelaboración y cementación temprana.

La «parte media» de la Formación Carbonatada de Chelva se ha podido observar con excelentes condiciones de afloramiento en la sección de Bocafoz-II. La parte inferior de esta unidad informal está constituida por calizas *mudstone* a *wackstone* bioclásticas y *boundstone* de esponjas, con intercalaciones margosas.

En efecto, el hecho más notable es la presencia de abundantes bioconstrucciones que, aunque de pequeño desarrollo, están presentes en casi todos los bancos calizos (Aguilón) o en ciertos tramos (Bocafoz-II, Moyuela). En conjunto, se desarrollan secuencias marga-caliza del tipo de las representadas en la fig. 3b, en las que el término margoso puede contener bioclastos de esponjas y el tramo calizo está constituido por las facies de núcleo, facies de flanco y facies inter-monticular arrecifales de fango, bioconstruidas por esponjas.

Con frecuencia, los fragmentos de esponjas se encuentran colonizados por serpúlidos y a su vez las esponjas pueden estar colonizando fragmentos de molde interior de ammonites.

El techo de las secuencias puede estar limitado por superficies ferruginosas perforadas, encontrándose también algunos niveles glauconíticos.

La sucesión de la «parte media» de la Formación de Chelva encontrada en la sección de Bocafoz-II presenta ciertas diferencias respecto a la de Aguilón. Sobre el tramo con bioconstrucciones de esponjas se encuentra una alternancia de calizas *mudstone* a *mudstone-wackstone* bioclásticas, a veces nodulosas, con intercalaciones de margas que llegan a formar una ritmita monótona. En este conjunto se distinguen secuencias de tipo caliza-marga (fig. 3c) y marga-caliza (fig. 3d), a veces con superficies ferruginosas, superficies colonizadas por *Zoophycus,* y hacia la parte superior con nódulos y tubos de bioturbación piríticos. Por encima se disponen tramos calizos de *mudstone-wackstone,* alternancia margosa con secuencias del tipo de la fig. 3c, 3d, para pasar a tramos de caliza margosa nodulosa, con margas en la base, que contienen nódulos y tubos piríticos (fig. 3e). La parte visible de esta unidad termina con una sucesión de secuencias marga-calizas y calizas *mudstones* con nódulos de sílex.

La parte terminal de este miembro no aflora, ni tampoco la capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío y el miembro calizas con esponjas de Yátova.

El conjunto de la «parte media» de la Formación Carbonatada de Chelva se ha depositado en un ambiente de rampa externa, de baja

energía, pero con frecuentes discontinuidades, con cementación temprana y, a veces, reelaboración de sedimentos y fósiles.

Las muestras estudiadas en la serie de Bocafoz-II ha aportado la siguiente microfauna:

Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL); *Cyterella* aff. *toarcensis* BIZON; *Lenticulina cultrata* (MONTF.); *L. müsteri* (ROFM.); *L. quenstedti; L. subalata; L. minuta; Planularia filosa; Lenticulina tricarinella; Ammobaculites* cf. *coprolitiformis; Eotrix* cf. *alpina* LOMB.; *Globochaetes* cf. *alpina* LOMB.

Se asigna en función de esta asociación una edad Toarciense-Dogger para esta unidad.

1.2.5. **Formación Margas de Sot de Chera** (6). **Oxfordiense-Kimmeridgiense**

La naturaleza margosa de esta unidad hace que esté tan cubierta que sólo se ha localizado y cartografiado en tres pequeños retazos entre la carretera a Puebla de Alborton y el Cerro Cruz en la esquina NO de la Hoja.

Allí afloran margas rosas y gris-azuladas que se han asimilado a la Formación Margas de Sot de Chera.

Su datación se toma de las series más completas realizadas en las Hojas de Moyuela (466) y Azuara (439), donde ha sido posible por microfauna darle a esta formación una edad Oxfordiense-Kimmeridgiense.

1.2.6. **Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. Calizas margosas y alternancia de calizas y margas** (7). **Kimmeridgiense**

Aflora esta unidad en el vértice NO, constituyendo la ladera Este de la Sierra Cruz, y no se aprecia, al estar cubierto, el contacto con la unidad inferior Margas de Sot de Chera.

Las observaciones puntuales realizadas muestran una alternancia rítmica, monótona, de calizas *mudstone* y margocaliza nodular de color beige con intercalaciones de calizas margosas en capas de 10-20 cm.

El ambiente de sedimentación de la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla, según se puede apreciar en otras secciones próximas, es similar al de la Formación Margas de Sot de Chera. De hecho, la Formación Loriguilla representa la parte más distal del sistema clástico que da origen a las margas de la Formación Margas de Sot de Chera, pasando lateral y verticalmente esta última a la Ritmita calcárea, que constituye la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla. En la sección de Aguilón pueden verse recurrencias margosas del tipo de la Formación Margas de Sot de Chera intercaladas dentro de la Formación Ritmita calcárea de Lo-

riguilla. La extrema escasez de componentes biológicos, la práctica inexistencia de fósiles pelágicos y los datos paleogeográficos de que se dispone indican que la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla se depositó en un ambiente de plataforma restringida de baja energía.

Correlacionando con otros puntos próximos se puede establecer para esta unidad una edad Kimmeridgiense.

1.2.7. **Formación Calizas con oncolitos de Higueruelas** (8). **Kimmeridgiense-Portlandiense**

Aflora en el vértice NO de la Hoja y se ha levantado una serie en la Hoja (411), Longares (serie Cruz) que permite su estudio y comparación con otros afloramientos.

Litológicamente se pueden distinguir varios conjuntos dentro de esta unidad. Sobre un tramo de *wackstones* bioclásticos con *pellets,* se dispone un tramo de *packstones* a *grainstones* con oncolitos, microoncolitos y oolitos con estratificación cruzada de gran escala, constituyendo un sistema de bioconstrucciones, barras y canales, en ambiente de plataforma de alta energía. Por encima se encuentra un tramo de calizas micríticas con abundantes fragmentos de corales ramosos dando morfología de montículos arrecifales de fango. Estos cuerpos constituyen la mayor parte de la sección de Cruz, donde puede observarse la morfología de cada uno de los montículos arrecifales, sus facies de flanco y las facies intermontículos. El relieve de cada uno de estos montículos puede superar la docena de metros.

A continuación, sobre las bioconstrucciones de corales, y probablemente de algas, se encuentran calizas *mudstones* y sobre ellas de nuevo *grainstones* oolíticos con oncolitos y laminación cruzada.

En conjunto, esta unidad se ha depositado en un ambiente de plataforma submareal somera, bien oxigenada, en la que pueden distinguirse subambientes de alta energía constituidos por sistema de barras y corales que protegen a subambientes de baja energía, de tipo *lagoon,* en el que existe una abundante producción de fango calcáreo, el cual puede ser atrapado por organismos tales como los corales ramosos y aglutinados por algas, para llegar a la construcción de montículos arrecifales de fango de dimensiones relativamente importantes.

Las muestras analizadas permiten datar esta unidad como Kimmeridgiense y se ha adoptado una edad más amplia Kimmeridgiense-Portlandiense en base a las muestras datadas en la serie de Aguilón (Hoja de Azuara 439).

La microfauna encontrada es: *Pseudocyclammina* cf. *Lituus* (YOKOYAMA); *Conicospirillina* cf. *basiliensis; Bacincella irregularis; Nautiloculina*

oolithica; Cladocoropsis mirabilis; Pseudochrysalidina sp.; *Gaudryina* sp.; *Rectocyclammina* cf. *chouberti.*

1.3. TERCIARIO

Los materiales terciarios que afloran en la Hoja núm. 440 (Belchite) se sitúan en el borde meridional de la Depresión del Ebro y pertenecen al Paleógeno y Neógeno.

Los primeros afloran adosados a los relieves mesozoicos situados al Sur de Belchite y en las proximidades del Pantano de Moneva, ocupando los materiales Neógenos la casi totalidad de la Hoja.

Ambos están integrados por depósitos detríticos y evaporíticos, correspondientes a la sedimentación en medios aluviales y lacustres.

El análisis tectosedimentario de estos materiales permite caracterizar tres «unidades tectosedimentarias» (U.T.S.) en el sentido de MEGÍAS (1982).

La datación de estas unidades no es posible, pues no se conocen yacimientos fósiles en el ámbito de la Hoja que permitan tal datación. Para ello deberemos recurrir a la correlación, basada en el análisis tectosedimentario, con las U.T.S. definidas en las cuencas de Montalbán (PÉREZ et al. 1983) y Alloza (GONZÁLEZ et al. 1984).

Se reconocen, aunque no se ha cartografiado por su pequeña extensión, materiales atribuibles al Paleoceno al Este de Almonacid de la Cuba. Se trata de lutitas rojas y amarillas con «microccodium» similares a las descritas por FREYTET y PLAZIAT (1982) como revestimientos de paredes en cavidades kársticas del Jurásico y mezcladas con bloques caídos dentro de dichas cavidades.

1.3.1 Arcillas rojas, yesos y niveles de conglomerados (9). Paleógeno

Aflora esta formación al Sur de Belchite en la zona denominada Ermita de San Jorge y al Suroeste en el Río Aguasvivas, en ambos casos en contacto discordante sobre el Jurásico.

Su caracterización litológica queda representada en las series 10 (Ermita de San Jorge) y 11 (Belchite) (doc. complementaria) y se inicia en un nivel carbonatado de origen edáfico de unos dos metros de potencia, con pisolitos de núcleos arcillosos rojos y amarillos inmersos en un cemento carbonatado.

Sobre él aparecen lutitas rojas y conglomerados. Estos últimos están constituidos por cantos exclusivamente calizos de unos 15 cm. de centilo, subredondeados, con matriz arenosa y microconglomerática y recu-

biertos de una pátina amarilla. En el techo, este nivel presenta abundante cemento ferruginoso de color marrón-amarillento.

La unidad continúa con un potente sucesión de lutitas rojas y pardo anaranjadas con intercalaciones de areniscas de tonos rojos y amarillentos. Son areniscas de grano grueso y presentan estratificación cruzada en surco. Aparecen en cuerpos de geometría canaliforme de unos dos metros de potencia y unos 25 m. de amplitud, que presentan un depósito residual conglomerático de cantos calizos y cuarcíticos de unos 7 cm. de centilo.

Sobre este primer conjunto se desarrollan litofacies dominantemente evaporíticas. Se trata de un intervalo, de unos 15 m. de potencia, integrado por yesos sacaroideos y alabastrinos, masivos, que aparecen en niveles de tres a cinco metros, separados por intercalaciones margosas y lutíticas grises y verdosas con nódulos de yeso.

También se encuentran niveles carbonatados, de 1 a 1,5 m. de potencia. Son calizas margosas de color blanco con laminaciones onduladas de origen algal y desarrollo de grietas de desecación.

Las litofacies presentes, así como la alta relación lutita-arenisca, nos sitúan en sectores distales de abanicos aluviales.

Los niveles arenosos se interpretan como depósitos de relleno de canal. En ningún momento se han encontrado pruebas de acreción lateral ni relleno de canales abandonados como sería propio de sistemas de alta sinuosidad.

Este hecho, unido a la geometría canaliforme y la escasa amplitud de los cuerpos, así como su aislamiento entre las litofacies lutíticas antes descritas, induce a pensar en una red de canales dispersos, que transcurriría por una extensa llanura lutítica.

Los niveles evaporíticos evidencian un área lacustre muy somera sometida a evaporación intensa y períodos de desecación total.

Su relación con los depósitos aluviales infrayacentes nos sitúa ante llanuras lutíticas conectadas con amplias zonas de *playa lake,* originándose depósitos de *salt pan* en el centro del lago y *saline mud flat* en áreas marginales (HARDIE et al. 1978).

Esta unidad se relaciona por similitud de evolución y dispositivo tectosedimentario con el hemiciclo inferior a la Unidad Tectosedimentaria inferior que PARDO et al. (1984) definen en la Cuenca de Montalbán (U.T.S. T_4) aceptándose sin mayores precisiones una edad Paleógeno.

1.3.2. **Conglomerados, arcillas y yesos** (10). **Paleógeno-Mioceno inferior**

Aflora exclusivamente en la zona de la Ermita de San Jorge, donde se levantó la columna estratigráfica número 10 (Doc. complementaria).

Esta unidad está constituida por alternancia de lutitas rojas, conglomerados y areniscas.

Los conglomerados son de color marrón y están constituidos por cantos cuarcíticos (80 por 100) y calizos, subredondeados, de unos 30 cm. de centilo, con textura granosostenida y matriz arenosa abundante. Las areniscas son de color marrón-amarillento y grano grueso.

Conglomerados y areniscas aparecen formando tramos de 4 a 18 m. de potencia, separados por importantes intervalos lutíticos de 8 a 45 m. Cada tramo conglomerático y arenoso es granodecreciente en conjunto y está integrado por secuencias también granodecrecientes de 1,5 a 6,5 metros de potencia.

Cada una de estas secuencias se compone a su vez de un cuerpo canaliforme conglomerático de 1 a 5 m. de potencia con relleno multiepisódico, por unidades de 50 a 70 cm. de potencia y 1 m. de amplitud, separados por superficies erosivas. Estos rellenos son masivos o presentan estratificación cruzada en surco. Sobre ellos se pueden desarrollar areniscas en niveles de hasta 1,5 m. con estratificación cruzada en surco.

Las lutitas son masivas y presentan intercalaciones de areniscas de grano grueso., de 0,5 a 1 m. de potencia, con geometría tabular o lenticular muy laxa y estratificación cruzada en surco. Presentan depósitos conglomeráticos residuales y fuerte bioturbación hacia el techo.

Sobre ellos se desarrolla una unidad estromatolítica integrada por cuerpos individuales de geometría cilíndrica asimétrica y potencia de unos 20 cm. que se orientan subparalelos a la dirección de la corriente. El crecimiento de las algas es de tipo laminado y columnar.

El núcleo de estos cilindros está formado por construcciones columnares de tipo tobáceo, mientras que el techo es grumoso o con una superficie de estriamiento. Esta unidad estromatolítica está recubierta por un intervalo, de aproximadamente 1,5 m. de potencia, de areniscas con estratificación cruzada en surco.

Sedimentológicamente, las secuencias de conglomerados y areniscas corresponden a corrientes tractivas canalizadas, en las que se presentan las secuencias típicas de canal con estructuras sedimentarias propias del medio (Estratificación cruzada en surco).

La relación lutita-conglomerado nos sitúa en sectores distales de abanicos aluviales, pasando verticalmente a sectores medios o medio-distales. Estos sectores quedan caracterizados por ampias llanuras lutíticas surcadas por sistemas de canales, tanto más dispersos cuanto más distal es el sector. En estas llanuras lutíticas, las areniscas con geometría tabular se interpretan como depósitos de derrames procedentes del desbordamiento de canales próximos.

Las construcciones algales son interpretadas por FREYTET y PLAZIAT (1985) como depósitos desarrollados en canales con fuerte turbulencia (facies de oncolitos) y márgenes de canales someros y en calma (cons-

trucciones con geometría cilíndrica). SLATER (1977) los interpreta como crecimientos estacionales de algas *Cyanophiceas* en sectores marginales de canales en los que la velocidad del flujo es mínima.

A esta unidad se le atribuye una edad Oligoceno?-Mioceno inferior.

1.3.3. **Conglomerados cuarcíticos, calcáreos y areniscas** (11). **Paleógeno-Mioceno inferior**

Aflora esta unidad en el pantano de Moneva y en el barranco del Río Aguasvivas al Suroeste de Belchite. Es cambio lateral de la unidad anterior y se han levantado las series 7 y 11 (doc. complementaria).

Litológicamente los conglomerados aparecen en cuerpos de geometría tabular de 2 a 8 m., separados por lutitas anaranjadas en niveles de 1 a 12 m., constituyendo ambos términos secuencias granodecrecientes.

Los conglomerados están formados por cantos calizos (70 por 100) y cuarcíticos, de unos 20 cm. de centilo, subredondeados, con textura granosostenida y matriz arenosa.

Cada cuerpo está integrado por unidades menores de potencia métrica, separadas por superficies erosivas. Son masivos o con imbricación de cantos y presentan intercalaciones de 10 a 15 cm. de areniscas de grano grueso, masivas o con laminación horizontal o laminación inclinada de bajo ángulo y ocasionalmente estratificación cruzada planar.

A veces las areniscas aparecen a techo de los cuerpos conglomeráticos, presentando potencias inferiores a 2 m. y estratificación cruzada en surco.

La evolución granodecreciente de las secuencias de conglomerado-arena y lutita representa la migración gradual de un sistema activo de canales entrelazados.

Esta unidad se ha cartografiado independientemente al considerarla más de borde que la descrita anteriormente, apartado 1.3.2., por su mayor desarrollo de paquetes conglomeráticos y por la ausencia de los niveles algales.

Dentro de la caracterización como unidad tectosedimentaria corresponde al hemiciclo superior de la U.T.S. T_4 por lo que se le atribuye edad Oligoceno?-Mioceno inferior (PARDO et al. 1984).

1.3.4. **Conglomerados cuarcíticos y calcáreos** (12). **Mioceno**

Esta unidad aflora en el sector Suroeste de la Hoja, a ambos márgenes del anticlinal Jurásico y en el Río Fanés en el centro de la Hoja y aparece en las columnas 5 y 8 (doc. complementaria).

Litológicamente está formada por conglomerados de cantos cuarcíti-

cos (60-80 por 100) y calizos, con centilos de 80 cm. en la base de la unidad y 20 cm. hacia el techo, subredondeados, heterométricos, con textura granosostenida y matriz arenosa y lutítica.

En la base de la unidad aparecen en niveles de unos dos metros de potencia separados por superficies erosivas marcadamente canaliformes o planares con canalizaciones de base. Son masivos o con estratificación cruzada en surco. Su evolución es granodecreciente y se incluyen escasas intercalaciones arenosas de unos 30 cm. de potencia, con estratificación cruzada en surco.

Hacia el techo de la unidad los niveles conglomeráticos se presentan como cuerpos tabulares de 50 y 20 cm., separados por superficies erosivas irregulares. Son masivos y con imbricación de cantos.

En los afloramientos que la unidad presenta en el sector Suroccidental de la Hoja, las litofacies conglomeráticas están constituidas por cantos exclusivamente calizos, de unos 40 cm. de centilo (ocasionalmente pueden alcanzar hasta 1,60 m.), heterométricos, subangulosos y con matriz arenosa escasa o ausente.

Son cuerpos de geometría tabular de 0,20 a 1,5 m., separados por superficies erosivas. Internamente son masivos con imbricación de cantos, a veces presentan estratificación cruzada planar.

Las características texturales y geométricas son propias de depósitos dejados por cursos *braided* proximales. Las litofacies conglomeráticas descritas hacia la base de la unidad se corresponden con depósitos de relleno de canales conglomeráticos. Las litofacies arenosas con estratificación cruzada en surco son debidas a la migración de *megarripples,* corresponden a períodos de disminución de la energía y representan el relleno y abandono gradual del sistema activo de canales.

Por otra parte, los conglomerados descritos hacia el techo presentan características propias de barras longitudinales sin frentes de avalancha (ausencia de conglomerados con estratificación cruzada planar) y de bajo relieve, desarrollados igualmente dentro de sistemas *braided,* pero de menor energía que los subyacentes.

Esta unidad cartográfica correspondería a las facies proximales de la U.T.S. Media (T_5) definida por PÉREZ et al. (1985) en el Pantano de las Torcas datada como Aragoniense en base al yacimiento de Vertebrados de Villanueva de Huerva.

1.3.5. **Areniscas y arcillas. Niveles de conglomerados** (13). **Mioceno**

Los materiales que componen esta unidad afloran en los alrededores de Belchite, al Oeste de Lécera en el sector central de la Hoja, y al Este de Almonacid de la Cuba, en el límite con la Hoja de Azuara (439).

Los conglomerados y areniscas aparecen en cuerpos de geometría

tabular de 10 a 30 cm. de potencia, de base completamente plana. Los conglomerados son masivos y pasan lateralmente y a techo a areniscas masivas o con laminación horizontal. Sobre estos cuerpos se desarrollan tramos de lutitas anaranjadas de unos 15 cm. de potencia, los cuales pueden faltar apareciendo entonces varias unidades conglomeráticas o arenosas amalgamadas. También afloran depósitos con geometría canaliforme de 30 a 80 cm. de potencia y rellenos de conglomerados masivos.

Aguas abajo (proximidades de Belchite) se reconocen areniscas de grano grueso que presentan geometría tabular y se organizan en secuencias granodecrecientes. Estas secuencias se inician en una superficie erosiva jalonada por depósitos residuales conglomeráticos, sobre ellos se desarrolla un intervalo arenoso con potencias entre 10 y 30 cm. presentando laminación horizontal o inclinada de bajo ángulo. Culmina la secuencia con un intervalo lutítico de 5 a 15 cm. de potencia.

Se interpretan como depósitos de *sheet-flood* que resultan de la expansión de flujo aguas abajo de canales proximales.

Esta unidad representa las facies medias de la megasecuencia inferior de la U.T.S. T_5, ya mencionada y atribuible al Mioceno s.l.

1.3.6. **Areniscas, calizas y margas grises** (14). **Mioceno**

Afloran en pequeños retazos, coronando los cerros con morfología de «paramo» en la zona Suroeste, al Sur de Belchite y al Oeste de Lécera.

Están integradas por lutitas masivas de color rojo-anaranjado con abundantes nódulos carbonatados e intercalaciones de conglomerados y areniscas, así como niveles discontinuos de calizas y yesos.

Los conglomerados son muy escasos, presentan textura granosostenida y aparecen en unidades de geometría canaliforme de 0,5 a 1 m. de potencia, con estratificación cruzada en surco y granodecrecimiento.

Las areniscas son de color anaranjado y grano fino, muy cementadas, masivas o con laminación horizontal, aparecen en unidades métricas, integradas a su vez por niveles de geometría tabular de 10 a 15 cm. de potencia.

Las intercalaciones carbonatadas (tramo 15, perfil núm. 11) se reconocen como alternancias de margas grises, calizas arenosas y calizas margosas blanco-grisáceas.

Las margas y calizas arenosas presentan estratificación paralela en niveles de 20 a 50 cm. de potencia. Las calizas margosas aparecen en niveles de unos 10 cm. con estratificación paralela u ondulada, presentando niveles nodulizados o brechificados.

Todas estas litofacies representan la llanura aluvial lutítica desarrollada en los sectores distales de abanicos.

La sedimentación esencialmente terrígena que se desarrolla en el contexto de estas llanuras aluviales estaría casi exclusivamente realizada por flujos acuosos en manto *(Sheet floods)*, los cuales se caracterizan por su escasa profundidad y tendencia a perder paulatinamente competencia. Estos procesos darían lugar a los depósitos arenosos y lutíticos descritos.

Ocasionalmente la llanura aluvial es atravesada por corrientes canalizadas que originan los depósitos conglomeráticos.

Estas facies distales pertenecen a la U.T.S. T_5 definida en apartados anteriores y atribuible al Mioceno por correlacción con el Pantano de las Torcas y los yacimientos de vertebrados de Villanueva de Huerva.

1.3.7. **Yesos y margas yesíferas** (15). **Mioceno**

Afloran predominantemente en los alrededores de Lécera y la columna estratigráfica que define la unidad se levantó en el Cerro La Moratilla.

Se trata de yesos masivos, microcristalinos, de color verde con nódulos de yeso blanco o verde dispersos. En la base de algunos estratos se reconocen estructuras que recuerdan *flute-casts.*

Superpuestas a los yesos se observan calizas margosas en estratos de unos 20 cm. con laminación horizontal y superficie nodulizada y brechificada que pertenece a la unidad cartográfica anterior.

Esta disposición de muro a techo es posible, ya que las facies distales y lacustres están en cambio lateral. Se originan en ambientes lacustres marginales en los que la retracción de la lámina de agua da lugar a evaporitas.

1.3.8. **Calizas y areniscas con Gasterópodos** (16). **Mioceno medio-Plioceno**

Alfora únicamente en el vértice Suroeste de la Hoja y la serie que lo caracteriza se levantó en la Hoja 439 (Azuara) y se denomina Ermita de la Magdalena. Su potencia es del orden de 30-40 m.

Se inicia la unidad con depósitos conglomeráticos y lutíticos.

Los conglomerados son de color gris y están constituidos por cantos calizos (95 por 100) subredondeados, de unos 20 cm. de centilo, textura granosostenida y con matriz arenosa escasa o ausente. Presentan geometría canaliforme en cuerpos de 0,5 a 2,5 m. de potencia y de uno a varios metros de amplitud. En el techo de estos canales se desarrolla un nivel carbonatado de unos 10 cm. de potencia con laminaciones ondu-

ladas de origen algal; lateralmente estos conglomerados están relacionados con litofacies lutíticas con bioturbación y desarrollo importante de nódulos carbonatados.

Sobre ellos se desarrolla un intervalo lutítico (arcilloso y margoso) de color blanco-verdoso y negro, con abundantes acumulaciones de fragmentos de gasterópodos, huesos de vertebrados, charáceas, ostrácodos y foraminíferos, así como bioturbación por raíces.

La unidad continúa con un importante desarrollo de calcarenitas de color amarillo y calcirruditas bioclásticas blancas.

Las calcarenitas aparecen en niveles de 2 a 15 cm. de potencia. Presentan laminaciones horizontales, *ripples* de oscilación, *ripples* agradacionales, estructuras de carga, así como *megaflaser* y posibles estratificaciones tipo *Hummocky;* bioturbación por raíces y pistas de gusanos. Alternando con las areniscas aparecen lutitas laminadas de color negro y amarillo.

Las litofacies descritas como calcirruditas bioclásticas presentan estratificación irregular, a veces con geometrías lenticulares o plano-convexas, y aparecen con intervalos métricos integrados a su vez por unidades de unos 0,50 m. de potencia. Internamente presentan laminación inclinada de bajo ángulo.

En el sector de la Ermita de la Magdalena, la unidad presenta un tramo intermedio integrado por margas grises y negras con restos de peces, charáceas y foraminíferos.

En este mismo lugar la unidad culmina con un intervalo de calcarenitas amarillas con intercalaciones de calizas con gasterópodos. Presentan laminación horizontal, laminación inclinada y *ripples* de oscilación.

Sedimentológicamente los conglomerados de la base corresponderían a una llanura lutítica atravesada por canales dispersos. El episodio lutítico con acumulaciones de fauna serían depósitos en áreas marginales lacustres con abundante vegetación.

El conjunto de litofacies de calcarenitas y calcirruditas se interpreta como la sedimentación en un medio lacustre con una dinámica muy acusada de oleaje.

Esta unidad que aparece en discordancia angular sobre los materiales subyacentes se corresponde con la «Unidad Superior» definida por PÉREZ et al. (1985) en el sector del pantano de Las Torcas, atribuyéndole una edad Aragoniense superior-Plioceno.

En el perfil levantado en esta unidad dentro de la hoja de Azuara (439) se han reconocido restos de Charáceas tales como *Chara aff. rochettiana, Candona aff. merica* y *Candona* sp.; Gasterópodos del género *Planorbis, Helix* e *Hydrobia;* Foraminíferos *(Ammonia beccarii tépida);* así como Ostrácodos, restos de peces y huesos de vertebrados.

Entre los restos de peces se han encontrado restos de dientes faríngeos de peces dulceacuícolas tipo *Barbus, Rutilus* y *Ciprinidae,* y entre

los huesos y dientes: molar M_3 izquierdo de *Megacricetodon* cf. *minor,* molar M_3 superior de *Cricetodon* sp., molar M_2 inferior de *Fahlbuschia* cf. *darocensis.,* falange de Lagomorfo *Ochotonidae,* metápodo y falange de *Caenotherium.*

1.4. TRANSITO TERCIARIO-CUATERNARIO

1.4.1. **Arcillas y cantos encostrados. Terraza antigua** (17). **Plio-cuaternario**

Se trata de un extenso afloramiento que se desarrolla al E de Belchite con morfología de abanico aluvial cuyo ápice se encuentra en la salida de la garganta del Río Aguasvivas.

La potencia de los depósitos pasa de unos 10 m. en el área apical hasta unos 4 m. en el extremo y están constituidos por cantos de cuarcitas paleozoicas y calizas jurásicas englobados en una masa arcillosa de tonos pardos y ocres. Coronando el depósito se desarrollan localmente costras calcáreas con mayor desarrollo hacia el Oeste, con grietas de retracción y aspecto noduloso.

Genéticamente se originó este depósito a partir del basculamiento de ámbito regional hacia el N (ECHEVARRÍA, 1983, y PEÑA et al., 1984), que da lugar a un abanico aluvial donde aún se observan estructuras típicas de cauces entrelazados.

Su edad es posterior a la creación en el Plioceno de la denominada Superficie de Erosión Fundamental (PEÑA et al., 1984), que posteriormente basculará y dará origen a estos depósitos.

1.5. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios ocupan una gran extensión en la mitad oriental de la Hoja. En el apartado de Geomorfología se han podido diferenciar los distintos efectos morfológicos que sobre dichos materiales se desarrollan. En este apartado sólo separaremos, ateniéndonos a la litología, las unidades cartográficas que se indican a continuación.

1.5.1. **Depósitos de glacis y conos de deyección** (18)

El principal depósito considerado es el que se extiende al Este de Belchite entre la terraza antigua antes descrita (17) y las terrazas propiamente dichas del Río Aguasvivas.

Debido a su área de alimentación (el plio-cuaternario) la naturaleza

de sus depósitos es idéntica a dicho nivel, es decir, cantos sueltos o encostrados de cuarcitas y calizas, englobados en una matriz areno-arcillosa. No se observan niveles de caliche endurecidos y las acumulaciones de carbonatos aparecen dispersas en forma de costras pulverulentas.

Se incluyen en esta unidad cartográfica pequeños conos de deyección que se desarrollan a partir de los relieves jurásicos o incluso de los terciarios. Sus formas de abanico son suficientemente expresivas del origen y dirección del aporte.

1.5.2. **Limos, arcillas y cantos** (19). **Cuaternarios indiferenciado**

Se ha agrupado bajo este epígrafe una serie de afloramientos extensos que afloran al sureste de la Hoja. Morfológicamente pueden constituir glacis, derrames y rellenos de fondo de valle.

Se trata de arcillas pardas, limos más o menos arenosos y cantos sueltos de cuarcitas preferentemente que constituyen las tierras de labor.

A veces son depósitos originados en pequeñas depresiones de carácter endorreico, en cuyo caso son materiales limoarcillosos y a veces con sales.

Otras veces su génesis es tipo glacis con pendientes muy suaves, como es el caso del cuaternario desarrollado a partir de Lécera hacia el Este.

1.5.3. **Aluvial. Cantos y gravas sueltos** (20)

Son los materiales que recubren el fondo de los ríos y su mayor desarrollo corresponde a la confluencia de los ríos Aguasvivas y Cámaras entre Letux y Almonacid de la Cuba. Se han incluido en este apartado los depósitos que rellenan por colmatación un antiguo embalse que tiene su presa en Almonacid.

Los aluviales están constituidos por cantos heterométricos y gravas sueltas de cuarcita y caliza mezclados con arenas y arcillas que periódicamente son removidos por los cursos fluviales.

En el caso de la colmatación del embalse predomina un material arcillo-arenoso, surcado a su vez por el río actual donde los cantos están más sueltos y lavados. En la zona de Vinaceite y Almochuel los cantos son menores y son reelaborados de las terrazas y glacis próximos.

1.5.4. **Terrazas** (21, 22, 23)

Estas formas de acumulación cuaternaria tienen su mejor desarrollo a lo largo del Río Aguasvivas a partir de Belchite, aunque también se han podido diferenciar en el Río Cámaras en el límite Oeste de la Hoja. Se trata de un conjunto de terrazas de poco desarrollo lateral que constituyen una estrecha banda, limitada al Sur por el terciario y al Norte por los depósitos de glacis del apartado 1.5.1., con el que se enlazan y confunden.

Aunque en el apartado de Geomorfología se comenta la existencia de hasta seis niveles, ya se indica el escaso desarrollo de alguno de ellos. A efectos cartográficos se han separado los tres niveles más representativos (21, 22, 23).

Los escarpes entre unos niveles y otros no superan en ningún caso los 10 m.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

El área comprendida en la Hoja de Belchite está situada estructuralmente en el límite entre la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro.

La Cordillera Ibérica es una cadena de tipo intermedio (JULIVERT et al., 1974), caracterizada por un estilo tectónico de zócalo y cobertera. El zócalo es de materiales paleozoicos estructurados en el Ciclo Hercínico y divididos en bloques por efecto de la tectónica de fractura tardihercínica. La cobertera está constituida por materiales mesozoicos y paleógenos individualizados del zócalo y su tegumento permotriásico a nivel de las margas y evaporitas del Triásico superior. Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior la Cordillera fue deformada por tres fases de compresión de orientación diferente que dieron lugar a pliegues, cabalgamientos y microestructuras. En las zonas periféricas de la Cadena las estructuras alpinas con frecuencia adoptan un estilo tectónico de «piel fina», con desarrollo de fajas de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el exterior.

A partir del Mioceno medio la región estuvo sometida a unas condiciones de tectónica extensional con reactivación de las fallas preexistentes, formación de nuevas estructuras y sedimentación en fosas interiores y depresiones periféricas.

La Cuenca del Ebro aparece en la actualidad como una depresión rellena principalmente de sedimentos neógenos y cuaternarios situada entre la Cadena Pirenaica, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-Cata-

lanas. Su evolución final corresponde al de una fosa de antepais pasiva en los Pirineos, y en cierto grado de la Ibérica. La depresión está inducida por el engrosamiento tectónico de las cordilleras y la acumulación de depósitos sinorogénicos en sus bordes. Esta cuenca no ha sido deformada, y su relleno mediante una «molasa postectónica» tiene lugar principalmente en una fase de relleno pasivo en el Mioceno. Algunas depresiones condicionadas por estructuras marginales de las cordilleras también se rellenan durante la etapa postectónica.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

En la Hoja de Belchite hay dos dominios estructurales: un segmento del Arco plegado de Belchite-Aguilón y los depósitos postectónicos, que ocupan la mayor parte del territorio de la Hoja.

2.2.1. El arco plegado de Belchite-Aguilón

El segmento de este arco en la Hoja de Belchite es una franja de 1 a 2 kilómetros de anchura, constituida por materiales mesozoicos y paleógenos, que discurre con dirección NO-SE desde la esquina NO de la Hoja hasta las inmediaciones de la carretera de Lécera a Belchite. Hacia el Oeste, en la vecina Hoja de Azuara los materiales giran progresivamente, adoptando una orientación E-O primero y NE-SO después, para de nuevo volver a la directriz NO-SE. El diseño final es un arco con la concavidad hacia el Sur, similar al arco de Beceite-Portalrubio. La génesis de estos arcos se debe a la superposición de estructuras de dos fases de deformación alpina, con reactivación de las estructuras de la primera e inducción de deformaciones en la cobertera por arrastre causado por bloques del zócalo dividido por fracturas tardihercínicas, como ha puesto de manifiesto SIMÓN (1979, 1981) en el caso del arco de Beceite-Portalrubio.

La geometría del arco en la transversal de Almonacid de la Cuba es la de un pliegue anticlinal desarrollado en los materiales jurásicos con marcada vergencia hacia el NE. En detalle presenta varios pliegues de orden menor con geometría semejante y algunas fallas longitudinales y transversales. El flanco Norte tiene una disposición subvertical o invertida y en profundidad debe resolverse mediante un cabalgamiento frontal que enraíce en el nivel de despegue del Triásico superior. Los depósitos miocenos fosilizan estas estructuras.

En las calizas jurásicas son frecuentes las microestructuras (estilolitos tectónicos, grietas de tracción, etc.). Las medidas realizadas revelan la existencia de dos direcciones de acortamiento casi ortogonales (figu-

rá 4). La dirección 065 es la responsable de las macroestructuras visibles, NO-SE, mientras que el acortamiento 160, que se sabe posterior mediante criterios regionales, genera estructuras casi E-O en zonas próximas y está en relación con la formación del arco.

2.2.2. **Depósitos postorogénicos**

Ocupan la mayor parte de la hoja, tanto en la Cuenca del Ebro como hacia la Cordillera Ibérica, cuyo borde han sobrepasado ocupando las depresiones configuradas por los relieves plegados. Recubren discordantemente a los materiales mesozoicos y paleógenos, fosilizando sus estructuras. Aunque en los bordes presentan buzamientos suaves (5°-6°), de origen deposicional, hacia la Cuenca del Ebro, en general su disposición regional es subhorizontal.

Los restos de la superficie de erosión fundamental que aparecen labrados en los materiales mesozoicos tienen una altitud actual del orden de 600 metros, mientras que a unos 35 km. hacia el SO, en la vecina Hoja de Moyuela aparecen hasta a 1.300-1.400 m. Este hecho revela la existencia de deformaciones de gran radio posteriormente a su elaboración durante el Plioceno.

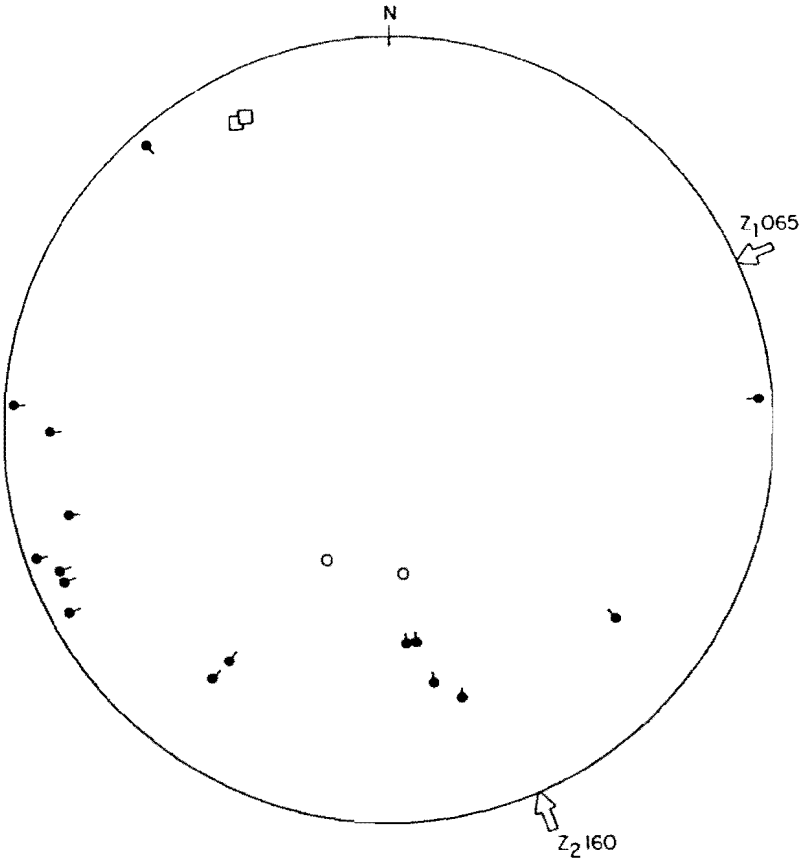
2.3. **CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES**

No hay argumentos disponibles en la Hoja de Belchite que permitan precisar la edad de las deformaciones descritas en el apartado anterior.

Desde una perspectiva regional se conoce que durante el Mesozoico la región estuvo sometida a unas condiciones de tectónica extensional que controlaron la formación del Aulacógeno Celtibérico durante el Trías y el Jurásico, el *rifting* eocretácico y la posterior subsidencia del Cretácico superior. La estructuración alpina es polifásica y se realizó en el Terciario inferior.

En otros sectores de la Ibérica se han descrito estructuras de plegamiento de rumbo NE-SO atribuible a una fase de deformación que se manifiesta principalmente en el Eoceno. En el sector NE de la Cordillera no se han encontrado estructuras que puedan atribuirse a esta fase, que tal vez afectaría al sector de manera suave provocando su elevación, con el fin de la sedimentación y la denudación de los materiales cretácicos.

Las estructuras de plegamiento de la Hoja corresponden a las principales del conjunto de la Cordillera Ibérica, de edad finioligocena (Fase Castellana, PÉREZ GONZÁLEZ et al., 1971). La compresión NE-SO originó el despegue de la cobertera, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos y la formación de las microestructuras que indican acortamiento 065.



● Estilolitos tectónicos

o Estratificación

□ Grietas de tracción

Fig. 4.- Proyección estereografica de los datos microestructurales de la hoja de Belchite.

La última fase de deformación compresiva registrada en la región tuvo lugar en el Mioceno inferior (Fase Neocastellana, AGUIRRE et al., 1976) y se manifiesta por un acortamiento de la cobertera en dirección NNO-SSE. La actuación de las fallas del zócalo con componente de desgarre indujo la reactivación y giro de algunas estructuras de la fase anterior, configurándose varios arcos de pliegues y cabalgamientos.

Desde el Mioceno medio a la actualidad la región ha estado sometida a condiciones de tectónica extensional. La sedimentación de los depósitos miocénicos postectónicos tiene lugar en un ambiente distensivo, aunque sin duda el hundimiento de la Cuenca del Ebro estuvo controlado por la flexión litosférica inducida por la sobrecarga debida al engrosamiento tectónico de las Cadenas Pirenaica y Celtibérica.

La etapa de deformación pliocena que deforma la superficie de erosión fundamental es identificable con la fase Iberomanchega de AGUIRRE et al. (1976), y corresponde a una reactivación importante de la tectónica extensional.

3. GEOMORFOLOGIA

Esta Hoja, desde el punto de vista geomorfológico, se encuentra situada en el borde meridional de la Depresión del Ebro, muy próxima a los relieves mesozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica correspondientes a la Sierra de Arcos. Esta zona corresponde a la unidad morfoestructural denominada por PEÑA et al. (1984) «Depresión del Ebro bajo-aragonesa». El contraste de relieve es pequeño, excepto para la banda de afloramientos jurásicos que con rumbo ibérico aparecen en Almonacid de la Cuba y los afloramientos detríticos miocenos existentes al SO de la Hoja. La mitad occidental de la misma está ocupada por extensos niveles de glacis escalonados. Por lo tanto, el relieve se caracteriza por una horizontalidad bastante generalizada salpicado en ocasiones por pequeños relieves de Terciario horizontal.

El análisis geomorfológico lo efectuaremos en función de la sucesión temporal de las formas existentes en el área, comenzando desde los más antiguos hasta los más modernos.

El rasgo geomorfológico más antiguo que se puede diferenciar corresponde a los escasos afloramientos de Paleógeno existentes al E de Letux y NO de Almonacid de la Cuba, en los que se observa un arrasamiento de estos materiales y una fosilización por depósitos detríticos horizontales. Se trata de una superficie exhumada de edad intramiocena que se reconoce en numerosos puntos de la Cordillera Ibérica y que ha sido señalada por SORIANO (1982), SORIANO Y GUTIÉRREZ (1983), y también en la Hoja de Moyuela. Esta superficie puede correlacionarse con la «Dachfläche» de SCHWENZER (1937), con la «Superficie A» de GLADFELTER

(1971) y con la «Superficie de erosión de cumbres» de PELLICER (1984).

Los afloramientos jurásicos de Almonacid de la Cuba aparecen arrasados por una superficie de erosión. Esta se encuentra muy degradada por los procesos externos posteriores, de tal forma que sólo puede reconocerse en lugares aislados. Al S de Belchite se observa un enrasamiento de esta superficie de erosión con las calizas miocenas terminales. Estas circunstancias se observan al O, fuera de la Hoja, al S de la Plana de Zaragoza, en donde también aparece un empalme muy neto del techo de las calizas neógenas terminales con los afloramientos del macizo jurásico de Mezalocha (SORIANO, 1982, y SORIANO Y GUTIÉRREZ, 1983). También IBÁÑEZ (1976) indica en su tesis doctoral, del piedemonte Ibérico bajoaragonés, enrasamientos entre la superficie de erosión y materiales detríticos terciarios. Esta superficie alcanza un desarrollo extraordinario en la Cordillera Ibérica, y PEÑA et al. (1984) la denominan Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica y datan la etapa final de su elaboración como inicio del Plioceno superior. Es conocido que con posterioridad a la instauración de dicha superficie se produce una importante etapa de deformación que trae como consecuencia la elevación relativa de la Cordillera Ibérica respecto a la Depresión del Ebro. Producto de esta etapa diastrófica, la superficie de erosión generalizada sufre una deformación que se manifiesta por un basculamiento de ámbito regional hacia el N, es decir, hacia la Depresión del Ebro (ECHEVARRÍA, 1983, y PEÑA et al., 1984).

La consecuencia geomorfológica de estos movimientos tectónicos es la creación de un contraste de relieve entre las sierras marginales de la Cordillera Ibérica y la cubeta terciaria del Ebro. Esta diferencia en el relieve trae consigo el desarrollo de extensos glacis de piedemonte, que van a originar un conjunto escalonado a lo largo de todos los tiempos cuaternarios.

El nivel más antiguo que se reconoce en esta Hoja es el extenso afloramiento que se desarrolla al E de Belchite (ECHEVARRÍA, 1983, y ALBERTO et al., 1984). Se trata de un glacis pliocuaternario, con morfología de abanico aluvial, cuyo ápice se encuentra en la salida de las gargantas del Río Aguasvivas, en las proximidades de Belchite. La longitud del mismo en la actualidad es de unos 18 km. y la pendiente es algo inferior al 1 por 100. Estos materiales cepillan claramente el sustrato neógeno. La potencia de los depósitos disminuye paulatinamente hacia las zonas distales, alcanzando un espesor próximo a los 10 m. en el área apical y unos 4 m. en las partes medias. La litología de estos materiales es muy variada predominando los cantos de cuarcitas paleozoicas y de calizas jurásicas. Aparecen estructuras sedimentarias típicas de cauces entrelazados. Estos depósitos están coronados por costras calcáreas que presentan igualmente un mayor desarrollo en las partes proximales. Así, en el ápice se reconocen espesores de 1 a 1,5 m., aunque la distribución es irre-

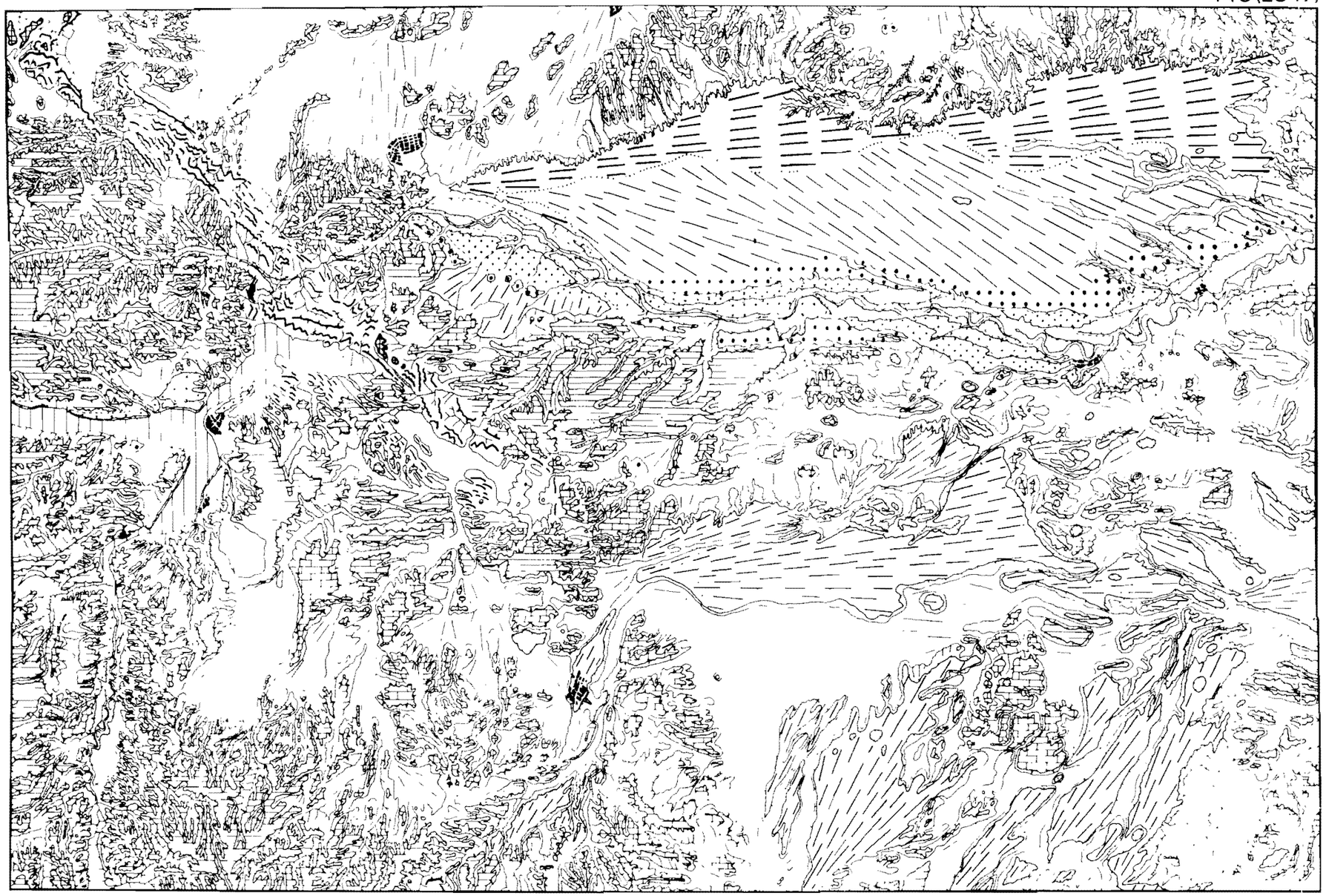
gular. Un perfil característico está formado de muro a techo por una base canaliforme de gravas cementadas (costra brechoide), que por encima o lateralmente pasa a costra pulverulenta con arenas y arcillas. Finalmente se encuentra un nivel de costra acintada, que presenta un alto índice de nodulización y retrabajamiento. Se ha observado la existencia de grietas de retracción, fisuras, nódulos y ooides. Estructuralmente se reconocen en las partes superiores seudoanticlinales. En las zonas medias y distales el carácter de la costra cambia y sólo aparecen costras pulverulentas en puntos aislados. Este nivel puede correlacionarse con los existentes en Monforte de Moyuela y Herrera de los Navarros.

La red fluvial cuaternaria comienza a jerarquizarse sobre estas rampas acumulativas pliocuaternarias. Como consecuencia de la disección fluvial se va a producir una erosión diferencial que va a traer consigo la generación de distintos relieves estructurales. En los afloramientos jurásicos y paleógenos se reconocen barras, *hogbacks*, cuestas y *chevrons*. La garganta del Aguasvivas en las proximidades de Almonacid de la Cuba elabora una profunda *Cluse*. La disposición tabular del Neógeno da lugar al desarrollo de pequeñas plataformas y numerosas mesas desarrolladas tanto en materiales conglomeráticos como carbonatados y yesíferos, que a su vez se disponen en un relieve en graderío. No obstante, también aparecen suaves basculamientos de los conjuntos neógenos, tales como al N-NO de Lécera y al E de Almochuel.

Las formas cuaternarias de acumulación ocupan una extensión muy importante en la Hoja, sobre todo en la zona centroriental. La arteria principal la constituye el Río Aguasvivas, al que aporta su caudal el Río Cámaras, en la localidad de Letux. Es a partir de Belchite donde aparece un mejor desarrollo de su sistema de terrazas, aunque en la confluencia con el Río Cámaras también aparecen algunos niveles. Se trata de un conjunto de terrazas encajadas de escaso desarrollo lateral, en las que disminuye hacia el E el encajamiento relativo de unas respecto a otras. Constituyen una estrecha banda limitada al N por el glacis pliocuaternario de Belchite y al S por los relieves estructurales de los materiales neógenos. Se han efectuado dos perfiles altimétricos. En Belchite las alturas relativas son 3, 10, 20, 22, 29 y 42 m. y el glacis pliocuaternario aparece a 55 m. En Vinaceite las alturas observadas son 3, 8, 18, 20, 22 y 31 m. ECHEVARRÍA (1983) en esta zona distingue cinco niveles. Los niveles T_3 y T_4 presentan un encajamiento muy débil, por lo que se plantean dudas acerca de esta diferenciación. El espectro litológico es similar al del glacis pliocuaternario. Las potencias son difíciles de calcular por la escasez de afloramientos que resultan de los pocos escarpes existentes y de las intensas prácticas agrícolas. La terraza más alta en Belchite, explotada en cantera, presenta una potencia de 7 m. y en ella aparecen dos niveles de costra en el techo. El espesor de las terrazas disminuye para los niveles inferiores. En Vinaceite se han medido 3 m. de potencia para la terraza

BELCHITE

440 (28-17)



MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

MODELO ESTRUCTURAL

MESOZOICO Y TERCIARIO PLEGADO

- Barras
- Cuestas y hog-backs
- Lineas de capa dura
- Chevrons
- Superficie de erosion

TERCIARIO HORIZONTAL

- Mesas y plataformas en conglomerados y areniscas
- Mesas y plataformas en calizas y yesos

FORMAS ACUMULATIVAS

PLIOCUATERNARIO

- Glacis

CUATERNARIO

Glacis

- G_6
- G_5
- $G_{3\,4}$
- G_2
- Derrames o glacis recientes
- Glacis indiferenciados

RED FLUVIAL

- Barrancos de incision lineal
- Valles de fondo plano
- Carcavas

OTRAS FORMAS Y SIMBOLOS

- Depresiones cerradas
- Escarpes indiferencias
- Escarpes en depositos cuaternarios
- Contacto aproximado
- Calmatacion de embalse
- Embalse
- Nucleo de poblacion

Terrazas

- T_6
- T_5
- T_4
- T_3
- T_2
- T_1

AUTOR M Gutierrez Elorzo

ESCALA GRAFICA

0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

T_5. Los espesores para las terrazas T_1 y T_2 oscilan entre 1 y 1,5 m. El nivel sobre el que se asienta el pueblo de Lagata tiene 8-10 m. de espesor.

Sin duda, mucho más importantes a causa de su extenso desarrollo son las formas acumulativas ligadas a los sistemas de glacis. Se reconocen cinco niveles y por lo general bastante disectados. Los dos niveles más antiguos presentan una mayor superficie de afloramiento. El más elevado (G_6) aflora, por un lado, al N del Río Aguasvivas, arrancando del nivel pliocuaternario y enlazando con el nivel más elevado de terrazas (T_6). La zona de raíz del mismo es muy difusa y el contacto es muy difícil de precisar. Dada su área de alimentación su constitución es idéntica a la del nivel pliocuaternario. Los cantos se presentan encostrados con cortezas de carbonato cálcico y están empastados en una matriz arenoarcillosa. No se observan niveles de caliches endurecidos y las acumulaciones de carbonatos aparecen dispersas en forma de costras pulverulentas, con desigual desarrollo espacial. Los otros afloramientos de glacis cuaternarios más antiguos aparecen en el ángulo suroriental. Unos tienen procedencia de la Sierra de Arcos y la pendiente es hacia el N-NE. Los otros afloramientos de menor tamaño arrancan de niveles estructurales neógenos y se dirigen hacia el E. Tanto unos como otros, tal como indican sus pendientes, se dirigen hacia el Río Martín, que constituye el nivel de base. La inclinación de estos glacis fluctúa entre el 0,8 y 1,2 por 100. Otro nivel de glacis (G_5) que presenta un gran desarrollo enlaza con la terraza T_5 al SE de Belchite, pero la superficie de mayor afloramiento aparece en la zona centroriental, donde arranca desde el Barranco de Muniesa presentando una morfología de abanico aluvial, actualmente compartimentada por la disección posterior de la red fluvial. Las pendientes varían entre un 2 por 100 para las zonas de raíz y un 1,2 por 100 para las áreas medias. Presenta un desarrollo longitudinal de unos 20 km. Este glacis que atraviesa el pueblo de Lécera tiene una dirección N-NE y algo más al N de esta localidad cambia su rumbo a direcciones próximas a la E-O al encontrar una barrera de relieves estructurales neógenos. Se reconocen también otros niveles que proceden de la Sierra de Arcos y otros que se alimentan de relieves estructurales y de los glacis y terrazas anteriores aflorantes en la zona central. Los otros dos niveles de glacis (G_{3-4} y G_2) se desarrollan débilmente en la parte oriental de la Hoja y vierten también sus aguas hacia el Río Martín. Al N de la Hoja y arrancando de las sierras jurásicas de Belchite se reconoce un nivel de glacis muy disectado cuyo nivel de base aparece fuera y al N de la Hoja en el Barranco de Lupín. Presenta desarrollo de costras brechoides y laminadas.

La mayor superficie de afloramiento de la Hoja la constituyen extensos derrames de escasa pendiente y composición limoarenosa que enlazan a su vez con valles de fondo plano. Todo este conjunto está incidido, sobre todo en las proximidades de las arterias principales, por la

red de barrancos actuales. Este encajamiento permite observar la potencia de estos conjuntos que en algunos casos supera los 5 m. Al E de Codos estos barrancos desaparecen en algunos puntos por procesos de *piping*.

Las vertientes están por lo general cubiertas de detritus que tapizan total o parcialmente las laderas, aunque en algunos casos, tales como las sierras jurásicas, el escarpe septentrional del nivel pliocuaternario y algunos relieves tabulares conglomeráticos están desprovistas de detritus. Igualmente la intensa incisión lineal afecta a los depósitos de ladera.

El sector oriental de la Hoja presenta numerosas depresiones cerradas de pequeña extensión superficial. Este endorreísmo está muy generalizado en la depresión del Ebro (IBÁÑEZ, 1975). Se trata de charcas temporales con rellenos limoarcillosos y a veces con sales acompañantes. El origen de las mismas es muy complejo y puede deberse a una erosión diferencial, a una karstificación de los yesos infrayacentes (como parece ser el caso del foco endorreico suroriental) o bien a la deflacción eólica. Estos procesos pueden actuar conjuntamente.

Un hecho interesante a señalar es la colmatación de un embalse cuya presa está ubicada en Almonacid de la Cuba y que tiene una edad romana, aunque fue recrecida posteriormente en período musulmán. El relleno ocupa una extensión superficial importante entre las localidades de Azuara, Samper del Salz y Almonacid de la Cuba.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se pretende dar a conocer de manera sintética la evolución de episodios que dieron lugar a la deposición de los distintos materiales reflejados en la secuencia estratigráfica. En esta evolución tienen gran importancia las condiciones de sedimentación y la estructuración tectónica de la zona, aspectos estos a los que se hará referencia y que han sido tratados en profundidad en los capítulos correspondientes.

Como simultáneamente se han realizado las Hojas vecinas de Azuara (439) y Moyuela (466), la información de la zona es más amplia y nos permite hacer consideraciones en la evolución con una visión más global.

Sobre una serie de llanuras litorales muy extensas donde se producía una sedimentación de evaporitas que correspondería a las F. Keuper, que en la zona no afloran, se depositaron los materiales del Jurásico.

La serie Jurásica, que aflora completa en toda la zona, se ha subdividido, a partir de discontinuidades reconocibles de gran magnitud, en secuencias deposicionales.

La primera secuencia, que abarca el Lías como período cronoestrati-

gráfico, está limitada y comprendida entre la discontinuidad que se produce en la base, localmente erosiva, entre el Rethiense y el Lías y la discontinuidad que representa el oolito ferruginoso con concentración de fauna en el tránsito Lías-Dogger.

Otras discontinuidades de menor orden permiten separar dentro de esta primera secuencia otras unidades. La primera de estas unidades menores está constituida por las brechas, dolomías y carniolas de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (1) y las calizas de la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (2) que termina en una superficie ferruginizada y perforada.

Otra unidad menor es la constituida por las Formaciones Margas grises del Cerro del Pez y Calizas Bioclásticas de Barahona (3) que termina igualmente en una superficie ferruginosa tras un período de deposición en una plataforma externa de baja energía.

La tercera unidad de esta primera macrosecuencia estaría constituida por las formaciones ya definidas de Alternancia de margas y calizas de Turmiel (4) y Mb. Casinos de la Formación Carbonatada de Chelva (5), ya que a techo de este miembro se desarrolla el oolito ferruginoso y niveles de concentración de faunas que caracteriza el tránsito Lías-Dogger.

Esta primera secuencia tiene un carácter general transgresivo no sólo en el conjunto de la secuencia, sino en cada una de las unidades consideradas independientemente, teniendo en cuenta que hay períodos regresivos intercalados que permiten diferenciar las unidades y que se interpretan, más que como tales períodos regresivos, como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La segunda secuencia se independiza como tal al estar limitada a techo y muro por dos oolitos ferruginosos, el inferior solo reconocible en algunos puntos (corte de Aguilón, Hoja de Azuara 439) y el superior denominado, a escala regional, Oolito ferruginoso de Arroyofrío y en el que se produce concentración de fauna. Ambos niveles de interrupción sedimentaria estarían incluidos en la Formación Carbonatada de Chelva, en sus partes medias, y por tanto abarca la casi totalidad de Dogger.

La tercera secuencia, que correspondería al Malm, se inicia en el Oolito ferruginoso de Arroyofrío y aunque regionalmente abarca hasta el Cretácico inferior (Valangiense), en el ámbito de las Hojas estudiadas está erosionado el techo y sólo alcanzaría como máximo al Portlandiense inferior.

Esta secuencia comprendería el Mb. Yatoba de la Formación Carbonatada de Chelva, la Formación Margas de Sot de Chera (6), la Formación Ritmita calcárea de Loriguilla (7) y la Formación Calizas con Oncolitos de Higueruelas (8).

La segunda y tercera secuencias se organizan en la vertical con un marcado carácter *Shoaling upward,* iniciándose con depósitos masivos típicos de plataforma externa para terminar con sedimentos de aguas

muy someras con emersiones esporádicas, y lo mismo ocurre con las unidades superiores de la primera secuencia; sin embargo, el inicio de esta primera secuencia es una sedimentación en aguas someras en ambientes restringidos y finaliza con depósitos de plataforma somera.

Después de la regresión que tiene lugar a finales del Jurásico tendría lugar la deposición de materiales cretácicos que no afloran en la Hoja.

Durante el Cretácico el ciclo es regresivo de tal manera que a finales del Cretácico y principios del Paleoceno se ha producido ya la retirada definitiva del mar y a partir de este momento la sedimentación tiene carácter continental.

La sedimentación del Terciario está fuertemente condicionada por la tectónica, permitiendo definir diversas unidades tectosedimentarias (MEGÍAS, 1982) separadas por rupturas en sentido amplio (discordancia angular, disconformidades, paraconformidades o simplemente cambio en la evolución secuencial).

El plegamiento de edad finioligocena (Fase Castellana, PÉREZ GONZÁLEZ et al., 1971) que originó los pliegues y cabalgamiento, afecta a los materiales del Paleoceno plegándolos y origina unos relieves que van a independizar unas cuencas que se rellenarán con depósitos de abanicos aluviales en sus tres facies típicas: proximal, media y distal.

La última fase de deformación, que tuvo lugar en el Mioceno inferior (Neocastellana, AGUIRRE et al., 1976), propiciará la deposición de nuevos abanicos aluviales. A partir de estos momentos hasta el Cuaternario la tectónica es distensiva produciéndose una sedimentación de relleno de cuenca por abanicos aluviales, playas, palustres, depósitos palustres-lacustres y lacustres que colmatan las cuencas.

En el Plioceno, una nueva etapa de deformación (reactivación de la tectónica extensional) que se identifica con la fase Iberomanchega de AGUIRRE et al. (1976), dará origen en el Plioceno superior y Cuaternario inferior a depósitos de abanico con morfología de glacis.

La red fluvial cuaternaria se jerarquiza sobre los depósitos pliocuaternarios originando en su encajamiento terrazas y glacis-terrazas y en determinadas zonas se produce endorreísmo con relleno de material limoarcilloso.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

La actividad minera en la zona es nula, no existiendo ningún tipo de explotación.

En cuanto a canteras, se han explotado por este método arcillas y yesos en las proximidades de Belchite, al Norte de Mojón del Lobo o en las

proximidades de Lécera al Norte del Cerro de la Moratilla, pero actualmente estas explotaciones están abandonadas.

Ocasionalmente y con destino a la construcción se explotan los áridos de las terrazas y aluviales de los ríos, pero siempre con un carácter esporádico y local.

5.2. HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Belchite pertenece hidráulicamente a la cuenca del Ebro.

Los principales cursos de agua que la recorren son el Río Aguasvivas y el Río Cámaras.

El Río Aguasvivas, regulado por el Pantano de Moneva en el vértice SO de la Hoja, discurre en dirección N-S hasta Almonacid de la Cuba, donde existía una pequeña represa actualmente colmatada. A partir de aquí atraviesa, encajado, los afloramientos mesozoicos para tomar dirección E-O desde Belchite hasta Almonacid en el límite E de la Hoja.

Hidrogeológicamente las formaciones susceptibles de constituir acuíferos de interés son las siguientes:

— Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (1). Aunque afloran únicamente en el extremo oriental de la estructura jurásica y en algunos barrancos, constituye la base sobre la que se sitúa la Formación Cuevas Labradas y debe ocupar el núcleo del anticlinal de dirección NO-SE que ocupa la zona entre Belchite y Azuara.

Esta formación, constituida fundamentalmente por dolomias y carniolas constituye el mejor acuífero de la zona. Se recarga por la lluvia a través de la Formación Cuevas Labradas y seguramente por el Río Aguasvivas en el tramo entre Almonacid y Belchite.

La descarga debe realizarse a los terciarios si el paleógeno arcilloso no ejerce un papel muy importante de sello y finalmente al Río Aguasvivas aguas abajo de Belchite.

— Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (2). Relacionada hidrogeológicamente con la formación anterior presenta características similares en cuanto a su recarga y descarga, así como a sus posibilidades como acuífero.

El resto de las unidades jurásicas no presentan interés, por su litología margosa o por la falta de afloramientos suficientemente extensos. En el Terciario, que en la Hoja está ampliamente representado, bajo el punto de vista hidrogeológico sólo resulta interesante la unidad del Mioceno medio-superior (12) constituida por conglomerados.

Esta unidad, adosada a los niveles jurásicos y que cambia lateralmente a arenas y areniscas con niveles de conglomerados, constituye probablemente una vía de descarga de los acuíferos jurásicos ya mencionados. Esto se pone de manifiesto en los sondeos de investigación

realizados por el I.R.Y.D.A. en el cauce del Río Aguasvivas, unos 5 km. aguas abajo de Belchite, que atraviesan dichos niveles y son surgentes con caudales entre 5 y 15 l/s.

El resto de las unidades cartográficas no presentan interés hidrogeológico.

Para la explotación del acuífero Jurásico hay que tener en cuenta la estructura general en anticlinal con el flanco Norte verticalizado e incluso invertido. Esta circunstancia se debió considerar al implantar los sondeos situados a 1 km. al Oeste del Santuario de El Pueyo. Dichos sondeos, que explotan los niveles inferiores del Jurásico, dieron caudales de unos 100 l/s por sondeo, según información de la zona.

6. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, M.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fase tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. Trab. Neog. Cuatern. C.S.I.C., 5:7-29.

ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.ª J.; PEÑA, J. L.; POCOVI, A., y RODRÍGUEZ, J. (1984). «El cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Investigación multidisciplinar. Universidad de Zaragoza, 217 páginas.

COMAS RENGIFO, M. J. (1985). El Pliesbachiense de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral.* Dpto. de Paleontología Fac. de Ciencias Geológica. Universidad Compl. de Madrid, págs. 1-591.

ECHEVARRÍA, M.ª T. (1983). «El valle del río Aguasvivas. Estudio geomorfológico». Geographicalia, 19, 20; págs. 11-94.

FREYTET, P., y PLAZIAT, J. C. (1965). Importance des constructions algaires dues a des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocene du Languedoc. Bull. Soc. Geol. Fr. 7em. Serie 7:679-694.

FREYTET, P., y PLAZIAT, J. C. (1982). Continental carbonate sedimentation and Pedogenesis. Late Cretaceous and Early-Tertiery of Southern France. Contributions to Sedimentology, núm. 12, 213 págs.

GLADFELTER, B. G. (1971). «Meseta and Campiña Landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin». The Univ. of Chicago. Dep. of Geography Research. Paper, núm. 130; 204 págs.

GONZÁLEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y PÉREZ, A. (1984). Estratigrafía y Sedimentología del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. Teruel). Bol. Geol. Min, 95, 407-428.

HARDIE, L ; SMOOT, J., y EUGSTER, H. (1978). Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. (In: Modern and Ancient Lake Sediments. Matter and Tucker ed.). Sp. Publ. Int. Assoc. Sediment. núm. 2; 7-41.

IBÁÑEZ, M.ª J. (1975). «El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro». Cuadernos de investigación geográfica, págs. 35-48. Logroño.

IBÁÑEZ, M.ª J. (1976). «El piedemonte Ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico». C.S.I.C.; 523 págs. Madrid.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. IGME.

MEGÍAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. Actas V Congreso Latinoamericano de Geología. Argentina, 1, 385-402.

PARDO, G.; VILLENA, J.; PÉREZ, A., y GONZÁLEZ, A. (1984). El Paleógeno en los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sedimentación. Publicaciones de Geología, Universidad de Barcelona, 20:355-363.

PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.ª J.; LOZANO, M.ª V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, A., y YETANO, M. (1984). «Geomorfología de la provincia de Teruel». Instituto de Estudios Turolenses. C.S.I.C. Diputación Provincial de Teruel; 149 págs.

PÉREZ, A.; AZANZA, B.; CUENCA, G.; PARDO, G., y VILLENA, J. (1985). Nuevos datos estratigráficos y paleontológicos sobre el Terciario del borde Meridional de la Depresión del Ebro (prov. Zaragoza). Estudio Geol., 41 (6):405-411.

PÉREZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J., y GONZÁLEZ, A. (1983). Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (Teruel). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 81 (3-4):197-223.

PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLIN, M. (1971). Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira. Primer Congreso Hisp. Luso-Amer. Geol. Econom., 1 (1):357-376.

SCHEWENZNER, J. E. (1937). «Zur morphologie des Zentralspaischen Hochlandes». Geogr. Abhl., H. 10. Stuttgart. (Resúmenes en Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 41; págs. 121-147.)

SIMÓN, J. L. (1979). Modelo evolutivo de la tectogénesis alpina en la región del Guadalope, entre Aliaga y Calanda (Teruel). Tesis Lic. Univ. Compl. Madrid, 180 págs.

SIMÓN, J. L. (1981). Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica. Rev. Teruel, 65:195-209.

SLATER, M. J. (1977). The Oligo-Miocene fluvial molasse sediments of the northern Ebro Basin, Spain. Tesis Universidad de Cambridge, 157 págs.

SORIANO, A. (1982). «Investigaciones geomorfológicas en la región Muel-Fuendetodos (prov. de Zaragoza)». Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Zaragoza, 123 págs. (Inédita).

SORIANO, A., y GUTIÉRREZ M. (1983). «Notas geomorfológicas de la región Muel-Fuendetodos (prov. de Zaragoza)». Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 81 (1-2), págs. 99-110.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA