



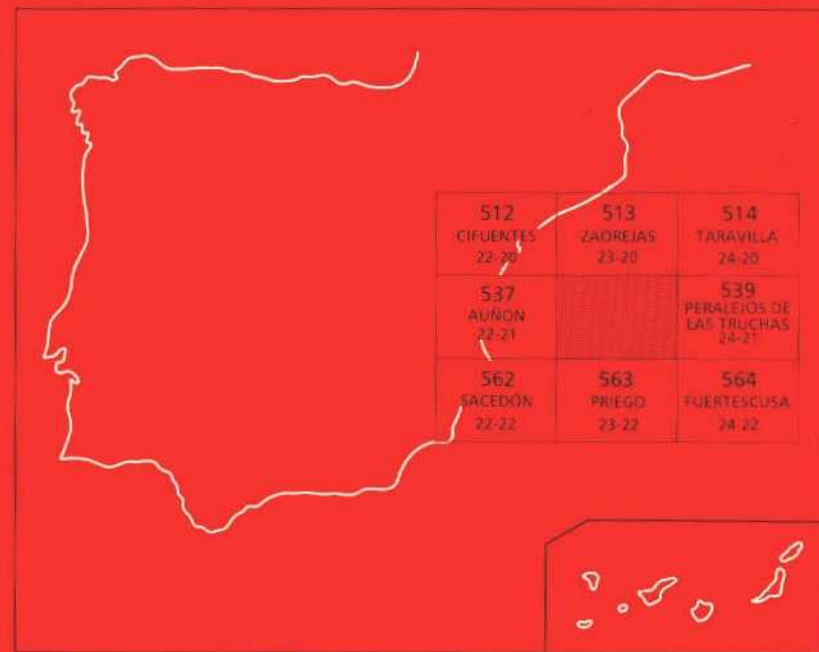
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

538
23-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



VALDEOLIVAS



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VALDEOLIVAS

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1989

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.

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: P. Montalvo, S.A.
Depósito legal: M-12118-1989
NIPO: 232-89-010-6

La presente Hoja y memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1985, como parte de la Unión Temporal de Empresas CGS-INTECSA con normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.).

Para su realización han intervenido los siguientes técnicos superiores.

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

V. Gabaldón Lopez (ITGE)

AUTORES

A. Lendínez González (INTECSA) Jefe de Proyecto, Cartografía geológica y memoria

M. Tena-Dávila Ruiz (INTECSA) Cartografía geológica y memoria.

COLABORADORES

M. Alvaro López (C.G.S.) Tectónica

| | |
|--|---|
| P. del Olmo Zamoral (C.G.S.) | Geomorfología |
| J.J. Gómez Fernández (EXXON MINERA ESPAÑOLA) | Sedimentología de carbonatos del Jurásico. |
| A. Melendez Hevia, (Univ. de Zaragoza) | Sedimentología de carbonatos del Cretácico |
| M. Díaz Molina (Univ. de Madrid) | Colaboradora en sedimentología de terrígenos. (Terciario) |
| M. Aguilar Tomás (C.G.S.) | Petrología de lamina delgada |
| M.C. Leal Martín (C.G.S.) | Micropaleontología en lámina delgada y levigados. |
| M.J. Comas Rengifo (Univ. de Madrid) | Paleontología de invertebrados |
| A. Goy Goy (Univ. de Madrid) | Paleontología de invertebrados |
| E. La Moneda Gonzalez (INTECSA) | Hidrogeología |

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Valdeolivas (538) se enmarca en la Unidad Sierra de Altomira Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, y en concreto a los ámbitos provinciales de Cuenca y Guadalajara.

La demografía dentro de la Hoja, es escasa y se encuentra concentrada en pequeños núcleos urbanos de menos de 500 habitantes, tales como Valdeolivas, Salmerón, Alcantud, El Recuenco, Peralveche y El Pozuelo. Su economía se fundamenta en la agricultura. Destaca por su interés el girasol y el mimbre y algo de cereal junto a pequeñas explotaciones de regadío. Sin embargo, dentro de la Hoja, es la masa forestal la que supone una riqueza considerable para estas comunidades, y que prácticamente el 40% de la extensión de la misma está ocupada por pinares, quejigales y encinares.

En el aspecto topográfico se individualizan dos zonas; una corresponde a la mitad occidental de la Hoja y pertenece a las estribaciones occidentales de la Serranía de Cuenca, en las que son frecuentes altitudes medias entre los 1.100 y 1.300 m. mientras que la otra mitad pertenece a la zona oriental de la Alcarria que se localiza entre la Sierra de Altomira y la mencionada Serranía de Cuenca.

La red fluvial pertenece íntegramente a la Cuenca Hidrográfica del Tajo y destacan el curso del río Guadiela como cauce más importante con sus

afluentes, ríos San Juan, Vindel y Alcantud. Con dirección ENE-OSO el río recorre el cuadrante suroriental y se encaja de forma notable, configurando a su paso por la Hoja un relieve de hoces profundas y laderas escarpadas que constituyen espacios tan espectaculares como de difícil acceso, hecho que ocurre en la Hoz de Tragavivos.

Para la realización de la Hoja 1:50.000 n° 538 (Valdeolivas) se ha contado, como única información cartográfica con la hoja Geológica de Síntesis 1:200.000 n° 46 (Cuenca-Guadalajara). Asimismo han sido de utilidad los trabajos de GOY, A. et al (1976), sobre el "Jurásico de Cordillera Ibérica. (Mitad Norte)" y de MELENDEZ HEVIA, F. (1973) sobre el "Cretácico de la Serranía de Cuenca", así como los trabajos de DIAZ MOLINA M. (1978) sobre "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira" y de CAPOTE, R. et al (1982) sobre "Evolución Sedimentológica y Tectónica del Ciclo alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica".

En el aspecto geológico, la hoja de Valdeolivas (538) se localiza en la Unidad septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en su borde con la Cuenca Terciaria del Tajo. Afloran materiales mesozóicos, terciarios y cuaternarios, comprendidos entre el Jurásico y el Holoceno. El Jurásico, representado por el Liásico y el Dogger, esta constituido por materiales carbonatados (calizas, margas y dolomías). El Cretácico está representado en su base por materiales detríticos de edad Albiense, que descansan discordantes sobre el sistema anterior, mientras que el resto de los materiales cretácicos son de naturaleza carbonática y evaporítica, calizas, dolomías, margo-calizas y yesos en los tramos superiores de la serie cretácica. El Terciario está representado por materiales del Paleógeno y del Neogeno, de ambientes continentales y de muy variada litología, como son los de naturaleza detrítica (conglomerados areniscas y arcillas) más abundantes en el Paleógeno y de naturaleza carbonática (calizas, margo-calizas, arcillas calcáreas) en el Neogeno s.l.

Por otro lado, el aspecto estructural de la hoja de Valdeolivas presenta un mosaico geológico deformado y roto, en lo que se refiere a los terrenos mesozóicos y suavemente plegados y/o horizontal en lo que respecta a los terrenos terciarios. Es notable la presencia de cambios direccionales en las estructuras que afectan al mesozóico, en las que predominan direcciones NO-SE y N-S, así como deformaciones en ellas, debidas en su mayor parte a una actividad de carácter distensivo, producidas en etapas tardías.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1 TRÁNSITO TRIÁSICO-JURÁSICO

1.1.1 Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. Triásico-Jurásico inferior (1).

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja corresponden a unas dolomías cristalinas gruesas y calizas brechoides y oquerosas de tonos rojizos y amarillentos y aspecto masivo que afloran con un espesor inferior a los 80 metros en el Río Guadiela y que son asimilables a los términos más altos de la Formación "Carniolas de Cortes de Tajuña" GOY et al., (1976).

Al no verse el muro de esta unidad cartográfica no se aprecia el contacto con las facies Keuper sobre las que debe apoyarse a través de la Formación "Dolomías tableadas de Imón", GOY et al., (1976). El techo de la unidad se ha establecido al aparecer los primeros niveles de corniolas estratificadas.

Entre las microfacies de esta unidad se encuentran las pseudoesparitas de dolomitización y las doloesparritas que, junto con la geometría de la unidad y las características sedimentológicas regionales, reflejan un medio de sedimentación litoral confinado e hipersalino.

La génesis de las carniolas responde a la evolución de una serie alter-nante de dolomías y anhidritas, que por la acción del agua meteórica provo-can la disolución de las anhidritas, dando en las zonas superficiales el aspecto oqueroso típico de las carniolas.

Al ser prácticamente nulos los indicios de fauna que se encuentran en esta unidad es necesario recurrir a su datación regional por posición estrati-gráfica. A la unidad infrayacente se le atribuye una edad Triásico superior terminal y a la unidad suprayacente se le atribuye una edad Sinemuriense en base a los fósiles que contiene, en su parte superior.

1.2 JURÁSICO

El sistema Jurásico está pobremente representado en la Hoja reducién-dose sus afloramientos a núcleos anticlinales en los que afloran materiales de edad Liásica y Dogger que se localizan en el cuadrante noroccidental.

Al establecer las unidades cartográficas a diferenciar en el Liás y Dogger se han tomado básicamente las unidades litoestratigráficas que GOY et al (1976); GÓMEZ Y GOY (1979) han definido con el rango de Formación (Fig. 1) y que de muro a techo son:

- A Formación Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas.
- B Formación Margas grises de Cerro del Pez.
- C Formación Calizas bioclásticas de Barahona.
- D Formación Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel.
- E Miembro de Calizas nodulosas de Casinos (Fm. Carbonatada de Chelva).

Las formaciones B y C se han agrupado en una sola unidad cartográfica dado el espesor de las mismas y las condiciones poco favorables en las que afloran.

1.2.1 Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas. Sinemuriense-Carixiense (2).

Esta unidad aflora generalmente en el cuadrante noroeste de la Hoja siempre en los anticlinales Jurásicos y, a excepción del afloramiento del Río Guadiela, donde se observan las carniolas infrayacentes, en el resto de los afloramientos nunca afloran los tramos más inferiores de la Unidad.

En la Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas. GOY

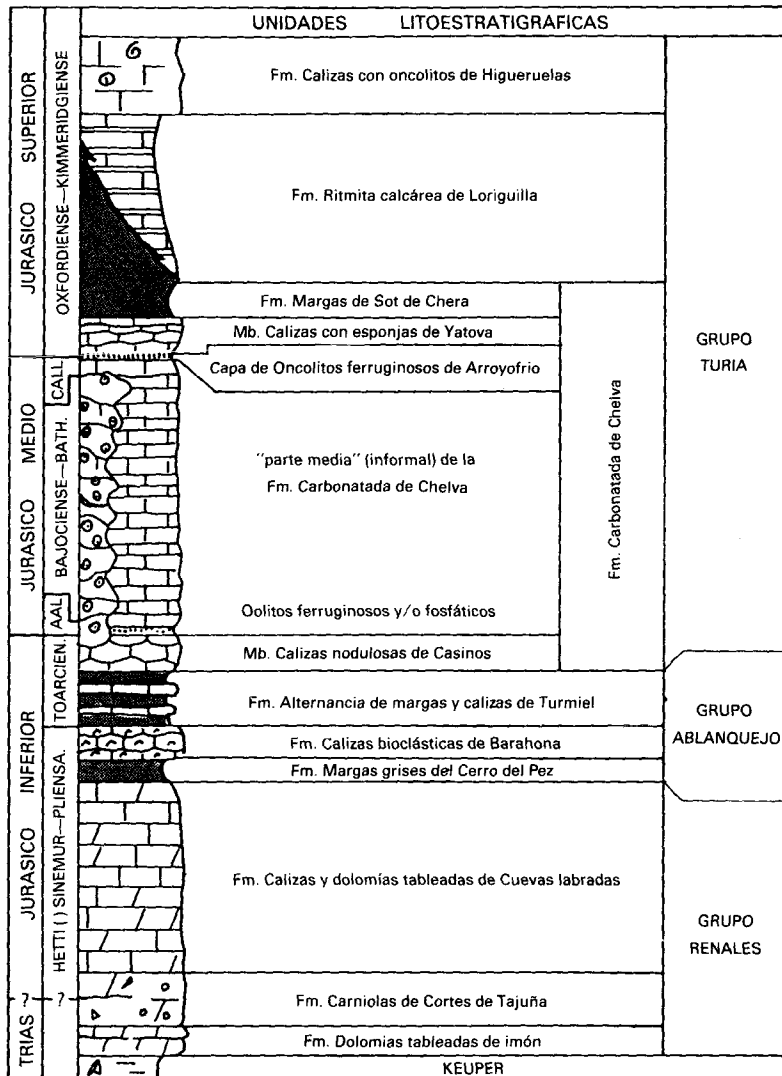


Fig.1.- Cuadro con las unidades litoestratigráficas del Jurásico, definidas en la Cordillera ibérica.

et al. (1976), se diferencian dos miembros. El inferior, formado por calizas y dolomías microcristalinas, tableadas, de color gris y beige, y localmente con aspecto brechoíde. Y el miembro superior formado por calizas y dolomías margosas, bien estratificadas, en capas de espesor irregular que intercalan niveles margosos verdes en la parte superior.

El límite inferior de la unidad es difícil de establecer al ser transicional con la unidad infrayacente, aunque se considera que su inicio coincide con la aparición de los primeros planos de estratificación marcados con nitidez. El techo está definido por la aparición de superficies ferruginosas que contienen Ostreídos.

Una de las secciones mejor expuestas de esta Formación, dentro de la Hoja, está en el núcleo anticlinal de La Sima (El Pozuelo) donde se hizo una sección parcial de esta unidad (ver Doc. Complementaria). La parte inferior está limitada por una falla y la parte superior está en la discontinuidad entre el Jurásico y el Cretácico. Se trata de una sucesión de 127 metros de calizas grises a beiges generalmente bien estratificadas, en capas de espesor variable entre 5 y 60 cm., a veces de superficie irregular y ocasionalmente algo nodular, con algunos niveles intercalados de dolomías beiges, grises y ocres, generalmente de 20-30 cm. En los afloramientos donde se observa el techo de la unidad (Villanueva de Alcorón) se aprecia una superficie ferruginosa bien desarrollada y colonizada por abundantes ostreídos de concha gruesa.

Las microfacies encontradas corresponden a micritas, biomicritas con esparita y estructuras estromatolíticas, biopelmicritas que hacia el techo pasan a bioosparruditas, intraoomicritas, micrita arcillosa ferruginosa y biomicritas ferruginosas.

Los microfósiles característicos más frecuentes son *Mayncina* cf. *termieri* HOT, *Pseudopfenderina* f. *butterlini* (BRUN), *Favreina* df. *prusensis* (PAREJAS), *Lingulina tenera* (BORN), *Lingulina* gr. *pupa-tenera* TERQ., *Haurania* sp., *Paleodasycladus* sp., *Glomospira* so., *Ammobaculites* sp., *Ammodiscus* sp. que permite atribuirle una edad Lias medio a esta unidad, tal vez Sinemuniense-Carixiense.

Las capas se ordenan en secuencias de somerización en las que puede distinguirse un tramo basal con carbonatos depositados en un ambiente de alta energía tales como cuerpos canalizados y barras, dunas o *mega-ripples* correspondientes a un sistema de barras y canales dominados por la acción de las mareas, depositados en un ambiente sumareal y eventualmente intermareal, estos depósitos de alta energía sirven de protección a los sedimentos finos, micríticos que se disponen sobre ellos en la secuencia (fig. 2a).

El término medio de la secuencia está constituido por calizas *wackstone* a *mudstone*, a veces *packstone* conteniendo *ripples* de oleaje, bioturbación

escasa a moderada, *rills* bioclásticos y fragmentos de fósiles. Su deposición se ha llevado a cabo en un ambiente submareal de *lagoon* somero bajo condiciones de salinidad normal.

Los términos superiores de la secuencia de somerización están constituidos por depósitos de calizas *mudstone* con laminación de algas, generados en un ambiente intermareal, y niveles con porosidad fenestral que marcan un ambiente intermareal alto a supramareal.

En conjunto la sedimentación de la Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma somera de carbonatos y de llanura de mareas.

1.2.2. Fm. de Margas del Cerro del Pez y Fm. Caliza bioclástica de Barahona. Carixiense-Domeriense (3).

Adosada a la unidad anterior en los flancos de los anticlinales, se encuentra esta unidad cartográfica que está constituida por margas grises con algunas intercalaciones más carbonatadas y un conjunto de calizas bioclásticas de aspecto noduloso, de tonos amarillentos, estratificadas en capas de 10 a 30 centímetros y con superficies onduladas y de escasa continuidad lateral.

En la sección de Poveda, situada en la Hoja de Peralejos de las Truchas (539) contigua a esta, se observan las margas de Cerro del Pez que están constituidas por margas grises con intercalaciones de calizas *mudstone* a *wackstone* más o menos bioclásticas conteniendo, a veces, *rills* bioclásticos y niveles con fósiles de bivalvos resedimentados. En ocasiones, se encuentran *Pholadomyas*, algunas de las cuales están en posición de vida y las estructuras y texturas de bioturbación suelen ser abundantes.

Las estructuras sedimentarias son escasas, reduciéndose a la presencia de *rills* bioclásticos y estructuras de bioturbación. La unidad está constituida por la superposición de secuencias caliza-marga (Fig. 2b) y secuencias marga-caliza (Fig. 2c), en las cuales los términos margosos suelen predominar.

Su sedimentación se ha llevado a cabo en un ambiente submareal de baja energía correspondiente a una plataforma externa poco profunda.

Una de las características más llamativas de la Formación Calizas bioclásticas de Barahona, es su abundante contenido fosilífero, entre el que predominan los restos de Ostreidos del tipo *Griphaea*.

Desafortunadamente, la mala calidad de los afloramientos de esta unidad en la hoja de Valdeolivias no ha permitido una observación suficientemente detallada. En los pocos afloramientos disponibles puede verse que la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona está compuesta por un conjunto de calizas bioclásticas, normalmente *pasckstones* y *wackstones* de fósiles de

colores grises y beige a amarillentos, estratificadas en capas de espesor variable que puede oscilar entre 5 a 30 cm, con intercalaciones de calizas margosas de tonos grises a verdosos. El conjunto suele presentar sus planos de estratificación ondulados que le confieren un aspecto noduloso característico. Hacia la parte superior de la unidad y especialmente en el techo, se encuentran superficies ferruginosas más o menos desarrolladas.

Entre las estructuras sedimentarias, observadas en las secciones de la Hoz de Beteta, del Tajo y en Poveda en la contigua hoja de Peralejo de las Truchas (539), pueden apreciarse en ocasiones cuerpos de base irregular y suavemente erosiva, *rills* bioclásticos, laminaciones, *ripples*, a veces de oleaje, bioturbación que puede llegar a ser intensa y *ripples* aislados que dan estructuras de tipo *linsen*. Gran parte de las estructuras primarias están deformadas por estructuras de escape de fluidos originados durante la etapa de diagénesis, que producen la interna nodulización del conjunto y en parte algunas estructuras sedimentarias pueden estar borradas por bioturbación. Estas estructuras se organizan en secuencia de tipo caliza-marga como las mostradas en la Figura 2d. La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en un ambiente de rampa de extensión.

La edad de esta unidad, determinada a partir del contenido fósil de Ammonites y Braquiópodos en otros puntos de la Cordillera Ibérica es Pliensbachiense superior (Domeriense) aunque la parte inferior puede ser Carixiense y la parte superior podría alcanzar incluso el Toarciense inferior.

1.2.3. Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. Toarciense inferior y medio (4).

Esta unidad aflora, aunque incompleta, en el ángulo situado más al Noroeste de la Hoja, donde se observa su tramo basal. En el barranco de la Hoz Somera aflora, en excelentes condiciones, los niveles superiores.

De aspecto margoso, se trata de una alternancia de margas y calizas en la que la proporción de ambas varía verticalmente y en la que se diferencian cinco miembros que de muro a techo son: margas y calizas margosas, calizas amarillas y margas verdosas, margas rosas, alternancia rítmica de margas y calizas y por último margas y margocalizas.

Las facies consisten en una alternancia más o menos regular de margas grises, calizas margosas y calizas *mudstone* o *wackstone* bioclásticas, distribuidas en capas de espesor centimétrico. Es frecuente que algunos de los planos de estratificación se dispongan ondulados, tomando algunos de los bancos o tramos cierto aspecto noduloso. En los últimos metros de la unidad los términos margosos pasan a estar subordinados a los términos calizos, que predominan claramente en el conjunto, hasta que las margas llegan a desaparecer prácticamente de la sección.

El contenido fósil de esta unidad es bastante abundante. Se reconocen Bivalvos, Equinodermos, Braquiópodos, Gasterópodos, microfilamentos, Ostracodos, Serpúlidos, Briozoos, espículas, Radiolarios, Foraminíferos y Ammonites. De entre estos últimos se han recogido varias especies de *Hildoceras*. Entre los microfósiles se han reconocido: *Citharina longuemari* (TERQ), *Lenticulina Munsteri* (ROEM), *L. subalata* (REUSS), *L. minuta* (BORN), *Nodosaria* aff. *Obscura* REUSS, *Ammodiscus* sp, *Glomospirella* sp, y en la parte superior *Globochaete* cf. *alpina* LOMB, por debajo de niveles que todavía contienen *Hildoceras*. La edad de esta unidad es Toarciense inferior y medio, ya que en el nivel margoso más superior todavía se encuentran ejemplares de *Hildoceras*.

Las estructuras sedimentarias en la Fm. Turmiel son muy escasas. Ocasionalmente pueden reconocerse laminaciones de pequeña escala debida a *ripples* y son frecuentes las texturas y estructuras de bioturbación. Entre la icnofauna más frecuente están los *Thalassinoides* y en menor proporción *Zoophycus*. La unidad se organiza en secuencias de tipo caliza-marga (Fig. 2e) o marga-caliza (Fig. 2f), aunque pueden existir secuencias mezcla de ambas (Fig. 2g), con pasos transicionales entre ambas litologías a base y techo de la secuencia. En la parte superior de la unidad se encuentran secuencias de ralentización cuyo techo está constituido por superficies ferruginosas más o menos desarrolladas (Fig. 2h). La sedimentación de la Fm. Turmiel se lleva a cabo en un ambiente de plataforma externa de escasa profundidad y bien comunicada, dentro de un modelo de rampa de carbonatos de bajo ángulo.

1.2.4. Miembro Calizas nodulosas de Casinos (Fm Carbonatada de Chelva). Toarciense superior-Bajociense (5).

Sobre la alternancia de margas y calizas que constituye la Fm. Turmiel, se dispone un conjunto calcáreo cuyas características han podido ser observadas en la sección de La Hoz Somera. En esta zona se ha medido 30 metros de un conjunto calcáreo monótono, constituido por calizas *mudstone* grises y beige a blanquecinas, estratificadas en capas de 10 a 20 cm. de espesor, generalmente con los planos de estratificación ondulados que le dan un aspecto noduloso.

El contenido fósil de esta unidad es bastante escaso. A lo largo de prácticamente toda la sección se encuentran serpulidos y tubos piríticos, siendo frecuentes en los dos tercios superiores los microfilamentos y restos de Pelecítodos, Gasterópodos y algunos Ostreidos así como *Globocherte alpina* LOMB., *Lenticula* sp. La asignación cronoestratigráfica de este tramo presenta ciertas dificultades, debido a que por el momento no se han encontrado fósiles característicos. Su parte inferior podría corresponder todavía al

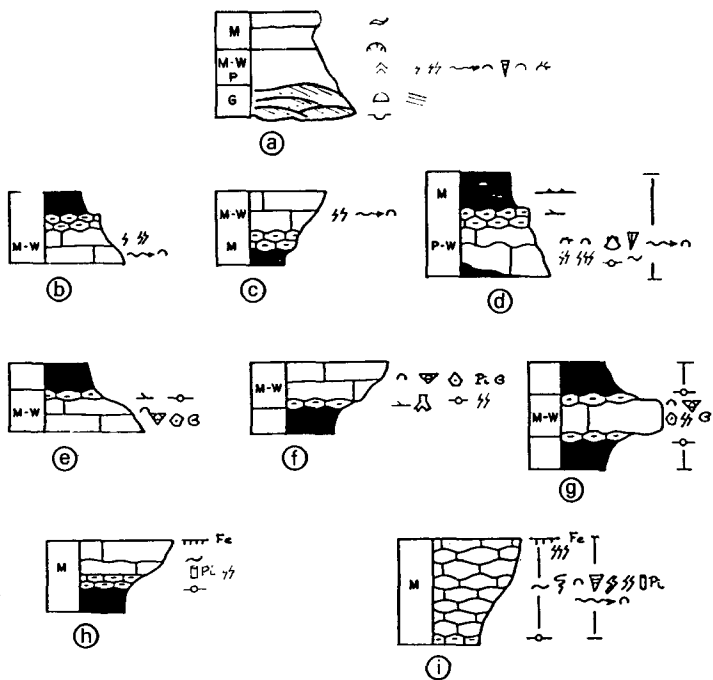


Fig.2.- Secuencias tipo de Carbonatos del Jurásico.

a: secuencia de la Fm. Cuevas Labradas./ b y c: secuencias de la Fm. Cerro del Pez./ d: secuencia de la Fm. Barahona./ e, f, g, h: secuencias de la Fm. Turmiel./ i: secuencia de la Fm. Chelva.

LEYENDA

| | | | |
|--|--|---|---------------------|
|  | Cuerpos canalizados | P | Calizas Packstones |
|  | Barras, dunas ó megaripples | G | Calizas Grainstones |
|  | Laminación y estratificación cruzada plana |  | Bivalvos |
|  | Ripples de oleaje |  | Equinodermos |
|  | Laminación de ripples |  | Ostreidos |
|  | Estructuras lensen |  | Gasteropodos |
|  | Laminación de algas |  | Braquiopodos |
|  | Porosidad fenestral |  | Briozoos |
|  | Bioturbación escasa |  | Espículas |
|  | Bioturbación moderada |  | Ostracodos |
|  | Bioturbación intensa |  | Pectínidos |
|  | Rills bioclásticos |  | Belemnites |
|  | Estratificación nodulosa |  | Ammonites |
|  | Estratificación ondulada |  | Thalassinoides |
|  | Fe Superficie ferruginosa |  | Serpulidos |
| Pc | Pirita framboidal |  | Microfilamentos |
| Pi | Tubos piritosos | | |
| M | Calizas Mudstones | | |
| W | Calizas Wackestones | | |

Toarciense medio, mientras que el resto de la unidad podría pertenecer al Toarciense superior, aunque no se puede descartar que también pueda encontrarse representación del Aalenense y Bajociense.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, únicamente se encuentran, ocasionalmente, laminaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples* y escasos *rills* bioclásticos, las estructuras y texturas de bioturbación son frecuentes, encontrándose tubos piríticos que suelen ser más frecuentes en la mitad inferior. El análisis tafonómico de algunos de los restos fósiles muestran evidencias de procesos de resedimentación y la presencia de Serpúlidos indica la existencia de colonizaciones de substrato endurecido por cementación temprana. Predominan en general las secuencias de ralentización similares a las mostradas en la Figura 2i. Su sedimentación se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa submareal de baja energía, con escasa influencia de clásticos finos, en comparación con la Fm. Turmiel.

1.3 CRETÁCICO

Los materiales cretácicos ocupan en su totalidad la mitad oriental de la Hoja. Dentro de este sistema, el Cretácico Inferior está pobremente representado, ya que únicamente se han reconocido las arenas de la Formación Utrillas, del Albiense, que se apoyan discordantes sobre el Jurásico, sin que se hayan identificado materiales en facies Weald presentes en zonas próximas.

El Cretácico Superior, más ampliamente representado, está formado por una potente serie dolomítica de aproximadamente 400 m en la que se suceden tramos estratificados en la base, masivos y de brechas hacia el techo, para culminar en un conjunto de arcillas y evaporitas.

Se ha realizado un perfil de detalle del tramo basal de la serie en las proximidades de El Pozuelo y otro en el que se estudia la casi totalidad de la serie en la Hoz del río Guadiela, al Este de Alcantud y en las proximidades de la Central Eléctrica (ver Documentación Complementaria).

En el conjunto del Cretácico se han identificado un total de 10 formaciones que se corresponden con las definidas para este sector de la Cordillera Ibérica, aunque algunas de ellas se han agrupado en una misma Unidad Cartográfica (Fig. 3).

1.3.1. Fm. Arenas de Utrillas. Albiense-Cenomaniense inferior (6).

Los afloramientos jurásicos a favor de estructuras anticlinales están

CRETACICO SUPERIOR

| Situación Edad | Unidades cartográficas de la hoja de Valdeolivas | SERRANIA DE CUENCA IBERICA SUROCCIDENTAL | IBERICA CENTRAL | MAESTRAZGO |
|-------------------|---|---|---|---|
| MAASTRICHIENSE | ⑪ Margas, arcillas, yesos y calizas | Fm. Margas, Arcillas y yesos de Villalva de la Sierra | Fm. Calizas con cantos negros de la Sierra de la Pica | Fm. Calizas de Fortanete |
| CAMPANIENSE | ⑩ Brechas y coniolitas | Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca | Fm. Dolomías, Margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos Fm. Calizas de Burgo de Osma | Fm. Margas y calizas de la Cañadilla |
| SANTONIENSE | ⑨ Brechas, dolomías y calizas | Fm. Calizas de Hontoria del Pinar | Fm. Calizas Dolomíticas del Pantano de la Tranquera | Fm. calizas de los organos de Montoro |
| CONIACIENSE | | | | |
| TURONIENSE | ⑧ Dolomías | Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada | Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba Fm. Calizas nodulosas de Monterde | Fm. Dolomías del Barranco de los Degollados |
| CENOMANIENSE | ⑦ Margas, dolomías y calizas con fauna | Fm. Margas de Casamedina Fm. Dolomías de Villa de Ves Fm. Dolomías de Alatoz Fm. Margas de Chera | Fm. Calizas dolomíticas de Nuevalos Fm. arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas | Fm. Calizas y Margas de Mosqueruela |

Fig.3.- Cuadro de Correlación de las Unidades Cartográficas de la Hoja de Valdeolivas (23-21) con las Formaciones ya definidas en el ámbito de la Cordillera Ibérica

delimitados por esta unidad eminentemente detrítica y que casi con exclusividad es reconocible en el cuadrante nororiental de la Hoja. Las condiciones de observación son deficientes al estar generalmente tapada por recubrimientos que impiden la realización de perfiles detallados.

Litológicamente esta formada por arenas arcóscicas silíceas en general poco cementadas, areniscas con cemento silíceo o calcáreo, conglomerados y microconglomerados y gravas cuarcíticas, así como niveles arcillosos.

Los cuerpos arenosos suelen presentar geometría tabular de extensión lateral variable, estratificación cruzada, planar y en surco, depósitos residuales de gravas y de superficies erosivas y en los limos y arcillas se observa laminación paralela.

La base de la unidad se apoya en discordancia sobre las distintas formaciones jurásicas, observándose en el techo del infrayacente una superficie de oxidación. La parte superior se establece por la aparición de los primeros niveles margosos y dolomíticos.

Se trata de sedimentos fluviales que evolucionan a depósitos con influencia mariana hacia el techo. Estas características se encuentran ampliamente representadas en toda la Cordillera Ibérica. Se la atribuye una edad Albiense, aunque no se descarta la posibilidad de que los términos superiores alcancen el Cenomaniense.

1.3.2. Fms. Margas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías tableadas de Villa de Vés y Margas de Casamedina. Cenomaniense (7).

El tramo basal de esta unidad se ha estudiado en el perfil del Pozuelo y el resto de la unidad en el perfil levantado en el Río Guadiela (ver Doc. Complementaria).

La unidad se inicia en sus primeros metros (20 a 35) con una sucesión de margas grises y verdes con alto contenido en arenas. En este tramo se intercalan niveles conglomeráticos y areniscas con bases erosivas y canalizadas, cicatrices internas y granoselección positiva con algunos niveles sueltos de dolomías finas, bioclásticas (con porosidad móldica), bioturbadas y arenosas.

Las microfacies corresponden a areniscas cuarzo feldespáticas mal clasificadas con cemento dolomítico, biomicritas dolomitizadas, calizas estromatolíticas y bioclásticas que contienen Ostreidos, Ostracodos, Rudistas, Gas-terópodos, Lamelibranquios y sombras de Foraminíferos.

Esta asociación se interpreta como perteneciente a una llanura fangosa con influencia terrígena y algunos canales arenosos. Hacia el techo las

condiciones parecen evolucionar a un *lagoon* protegido con fondos bioturbados y tramos canalizados.

El tramo basal de esta unidad cartográfica es asimilable a la Formación Margas de Chera a la que se le atribuye una edad Cenomaniense inferior aunque puede estar representado hasta el Cenomaniense medio.

En el perfil del Cretácico Superior realizado en el Río Guadiela se identifica, sobre las margas grises, una sucesión dolomítica, de 30 m de espesor bien estratificada, a veces tableada y con unos últimos metros de aspecto masivo que ocasionan pequeños resaltes morfológicos de poco espesor.

Aunque el grado de dolomitización impide en muchos casos identificar las características y distribución de las estructuras internas, se han diferenciado algunos tipos de facies como las de dolomías canalizadas con superficies erosivas y/o acreción lateral; dolomías con bioturbación con Foraminíferos y Bivalvos; dolomías bioclásticas; dolomías con laminación paralela o cruzada, con *ripples* de oscilación y laminación algal, porosidad fenestral y superficies de encostramiento.

Las facies se encuentran asociadas en dos tipos de ciclos que no suelen encontrarse completos, ya que las secuencias raramente son superiores a 1 m de espesor. El primero muestra una base erosiva, a continuación facies con estratificación cruzada en surco y a techo la laminación de corriente y los *ripples* de oscilación. Esta secuencia es resultado de la instalación y migración de pequeños canales que surcan la llanura mareal. El segundo tipo está constituido por facies con bioturbación, bioclastos y fauna bentónica en la base y hacia el techo términos con laminación paralela, *ripples* de oscilación, laminación estromatolítica y porosidad fenestral, para terminar en una costra ferruginosa.

En conjunto, la unidad cartográfica constituye una secuencia de somerización (*shallowing upward*) en medios de plataforma interna-llanura de marea en la que se encuentran representados los depósitos submareales (bioturbación-foraminíferos) y los intermareales (*ripples*-algas) así como las señales de exposición subaérea (porosidad fenestral).

Las microfacies corresponden a biomicritas intraclásticas, micritas y dolomías que contienen restos de Equinodermos, Moluscos (Rudistas), Políperos, Ostracodos, y Foraminíferos (*Cuneolina cf. pavonia* D'ORB.; *Mummoloculina regularis* PHILIPS; *Pseudolituinella reicheli* MARIE; *Rhapydionina dubia* (DE CASTRO); *Ovalveolina* sp.; *Pseudocyclammina* sp.; *Valvulammina* sp.; *Graudryina* sp.; *Ataxophragmiun* sp. *Ophthalmidiun* sp.)

Estos 30 m descritos son asimilables a las Formaciones Dolomías de Alatoz y Dolomías tableadas de Villa de Vés a las que se atribuye una edad Cenomaniense medio-superior.

El Cenomaniense superior s.s. está representado en esta Hoja por un tramo asimilable a la Formación Margas de Casa Medina, intensamente

dolomitizado y de entre 3 y 7 m de espesor que constituye el techo de esta unidad cartográfica.

Se trata de margas nodulosas grises, dolomíticas, con algunos restos de fauna, bioturbadas, en las que se han identificado sombras de Foraminíferos, Bivalvos, Equínidos y Briozoos.

Regionalmente alcanzan los 20 m de potencia y cuando no están dolomitizadas se identifican foraminíferos planctónicos y bentónicos que junto al resto de la fauna y a su carácter margoso noduloso se interpretan como generadas en ambientes relativamente profundos de plataforma abierta, que señalan un máximo transgresivo en el conjunto de formaciones cenomanienses.

1.3.3. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. Turoniense (8).

El carácter masivo de esta ciudad origina un importante resalte morfológico de una potencia en torno a los 70 m. Está formada por dolomías cristalinas, groseras, localmente con estratificación cruzada de gran escala, geometría lenticular de gran extensión y potencia y con fantasmas de rudistas.

Los 10 m del techo de la unidad están formados por ciclos métricos que incluyen facies bioclásticas, brechoides y laminadas (*ripples* y algas) así como superficies encostradas y posibles grietas de desecación.

Las microfacies son de dolomías gruesas y porosas generalmente azócas que constituyen un mosaico sub a idiotópico de dolomita rica en pigmentos calcíticos con concentración de calcita de grano grueso en geodas.

A esta unidad se le atribuye una edad Turoniense inferior sin descartar que pueda alcanzar el Turoniense medio-superior. Se interpretan como depósitos de plataforma submareal somera con desarrollo de megalentejones arrecifales (rudistas, algas....) y grandes barras litorales. Las secuencias de los términos superiores evolucionan hacia ambientes más someros, intermareales y desarrollados sobre los anteriores por emersión de estos. A techo de esta unidad se observa una discontinuidad marcada por señales de emersión, brechificación, karstificación, etc.

1.3.4. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera y Fm. Calizas de Hontoria del Pinar. Coniaciense-Santoniense superior (9).

Está formada esta unidad por unos 95 m de un conjunto eminentemente carbonatado. Los 80 a 85 m basales de esta unidad, asimilables a la primera de las Formaciones mencionadas están constituídos por dolomías brechoides y, o masivas en cambio lateral a brechas que dan lugar a un importante resalte morfológico.

Su alto grado de dolomitización y brechificación no permite realizar observaciones puntuales con precisión. No obstante, en lámina transparente se reconocen Rudistas (fragmentos), Lamelitrانquios, Ostracodos, Algas, (Dasycladaceas y Melabesias y Foraminíferos, (*Cuneolina* cf. *cónica* D'ORB., *Idalina antiqua* D'ORB., *Quinqueloculina* sp, *Bolivinopsis* sp.; *Tritaxia* sp.; Ataxophraymidos y Miliolidos), su estratificación es ondulada hacia la parte alta de la unidad y ligada a un incremento de la laminación paralela.

Es necesario realizar su interpretación ambiental en función de datos regionales según los cuales corresponde a depósitos de plataforma interna somera. En otros sectores, se han reconocido señales de aridez con presencia de evaporitas responsables de la brechificación diagenética por colapso.

Los últimos 12 a 15 m de esta unidad son asimilables a la Formación "Calizas de Hontoria del Pinar" y están formados por calizas bien estratificadas de forma más o menos notable que constituyen un tableado que indica el techo de esta unidad. En conjunto son dolomías más o menos cristalinas aunque localmente son calizas dolomíticas, o calizas, en las que es posible reconocer texturas y estructuras sedimentarias del tipo laminaciones.

De muro a techo, en esta última quincena de metros de la unidad, se encuentran unos 4 a 5 metros de calizas (*packstones*) con rudistas sueltos, fragmentados, o formando pequeños "patches" (*bafflestones*) en bancos bien estratificados. A continuación se desarrollan algunos ciclos métricos cuya base es de calizas (*packstones*) bioclásticas de Rudistas y Miliólidos, y el techo de calizas (*wackstones-mudstones*) con *ripples* y laminación estromatolítica. En la parte alta de la sucesión se identifican ciclos más reducidos con un término basal dolomítico con bioclastos y Miliólidos, un término superior laminado con porosidad fenestral y algunos pseudomorfos de evaporitas.

En ocasiones se reconocen micritas parcialmente recristalizadas con abundantes Miliolidos. Se han clasificado *Idalina antiqua* D'ORB *Dicyclina schlumbergeri* (MUN-CHALM); *Periloculina* sp.; *Nummofallotia cretacea* SCHL., *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO *Peneroplis giganteus* GEN-DROT, *Cyclolina cretacea* (D'ORB), *Thaumatoporella* sp, y Foraminíferos rotaliformes. Esta asociación es frecuente en el Santoniense superior de la Cordillera Ibérica.

El conjunto de la sucesión corresponde a una secuencia mayor de some-rización de relleno de *lagoon*. La parte basal submareal dá paso a pequeños ciclos sub-intermareales para con progresiva presencia supramareal, llegar incluso a condiciones de aridez de *sebkha* costera.

La edad atribuida a esta unidad en función de los análisis realizados y a las dataciones de dos Formaciones a las que se han asimilado, es Coniaciense a Santoniense superior.

1.3.5. Fm. de Brechas Dolomíticas de Cuenca. Santiense superior-Campaniense (10).

Esta unidad muy característica en la Serranía de Cuenca, está constituida por un conjunto masivo de brechas dolomíticas que en el perfil de la Hoz del Guadiela alcanza los 70 m de espesor.

Dentro de la brecha masiva se encuentran zonas no brechificadas con textura *mudstone-wackstone* en las que se reconoce la estratificación original y en las que se observan laminaciones estromatolíticas, *tepees*, porosidad fenestral, grietas de desecación, cristales pseudomorfos de evaporitas y estructuras *chicken wire* así como niveles con oolitos y cantos en envueltas oncolíticas.

Las microfacies reconocidas en esta unidad corresponden a micritas muy recristalizadas, brechas de calizas recristalizadas de textura fina y media, dismicritas, biomicritas recristalizadas y biomicritas estromatolíticas en las que se identifican cuarzos autógenos, vacuolas de relleno, bandeados y nódulos de recristalización que pudieran corresponder a epigénesis de sulfatos y reliquias de recristalización en forma de peletoides. En el estudio micropaleontológico se han reconocido fragmentos de Lamelibranchios, Gasteropodos, Ostracodos, y Foraminíferos como *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO; *Scondonea-mediterranea* DE CASTRO; *Ophthalmidium* sp., *Gaudryina* sp; Miliolidos y laminaciones de Algas Cianofíceas y Clorofíceas.

Esta unidad se interpreta como depósitos correspondientes a un complejo de plataforma restringida de alta salinidad (*sebkha costera*). En este ambiente, el depósito se realizaría mediante secuencias de somerización carbonato-evaporita en las que se identifican medios submareales con predominio notable de intermareal (algas) y del supramareal (evaporitas).

La génesis de la brecha tendría lugar en etapas diagenéticas tempranas por disolución, lavado de agua dulce de las evaporitas y posterior colapso del material carbonatado al ocupar los huecos resultantes con la consiguiente pérdida de la disposición original y masificación del conjunto.

1.4. TRÁNSITO CRETÁCICO SUPERIOR-PALEÓGENO.

1.4.1. Fm. Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra. Campaniense-Paleoceno (11).

Esta unidad está ampliamente desarrollada al Sur de la población de Vindel en la zona meridional de la Hoja, además de otros pequeños retazos dispersos por la mitad oriental de la Hoja.

Dispuesta concordantemente sobre la unidad anterior se encuentra una sucesión de areniscas y margas de tonos ocres y amarillentos; yesos blancos, alabastrinos y saracoideos, estratiformes, con intercalaciones de niveles finos de calizas micríticas y dolomías grises en capas de 10 a 20 centímetros que se hacen más frecuentes hacia el techo. La unidad con una potencia estimada en más de 150 m suele estar cubierta y presenta variaciones laterales en la facies y en el espesor de los tramos.

Los levigados de las margas muestreadas en los tramos basales de la unidad han proporcionado *Saportannella maslovi* GRAMB.; *Microchara*, sp; *Sphaerochara*, sp; Gasterópodos y talos de charáceas. Esta asociación micropaleontológica es representativa del Cretácico terminal (Maastrichtense).

Los recubrimientos y las malas condiciones de afloramiento dificultan notablemente el análisis de la unidad en cortes detallados y completos. En base a las observaciones puntuales afectuadas y a la interpretación regional de la unidad, se interpreta como un medio deposicional claramente continental, de agua dulce y en el que se desarrollan amplias llanuras lutíticas con un importante incremento de la aridez hacia el techo de la unidad que explica la presencia de materiales carbonatados y evaporíticos, constituyendo un buen ejemplo de sedimentación carbonato-evaporítica.

La unidad es asimilable a la Formación "Margas, arcillas y yesos de Villalba de la Sierra" caracterizada y definida por GUTIERREZ, G. y ROBLES, F. (1976).

1.4.2. Brechas, carniolas y arcillas. Maastrichtense-Paleoceno (12).

Esta unidad aflora en el valle del río Guadiela, en el lugar denominado como Baños de Alcantud.

Constituye un conjunto carbonatado que descansa concordante sobre la unidad yesífera de Cretácico Terminal (11), si bien la estructura interna, así como el aspecto externo en afloramiento es caótico y poco definido en lo que se refiere a estratificación.

El paso de los niveles yesíferos y arcillosos de la unidad yesífera inferior a los depósitos carbonáticos de esta unidad, se establece mediante una alternancia de yesos, arcillas y carbonatos, estos últimos más abundantes hacia el techo.

En el aspecto litológico esta unidad cartográfica se encuentra constituida por brechas calco-dolomíticas carniolizadas que dan una morfología arriñonada, con arcillas ocres que rellenan huecos y fracturas. Dentro de los bloques brechificados es frecuente observar calizas micríticas con fantasmas de fósiles y estructuras algáceas, así como también laminaciones algales en restos dolomíticos. Todo el conjunto se encuentra con un fuerte grado

de karstificación y recristalización, lo que dificulta un estudio detallado de la unidad.

Las microfacies feneralmente corresponden a micritas (*mudstones*) y dismicritas (*mudstones* y *wackstones*) con algas cianofíceas y Ostracodos con vacuolas de disolución tal vez en relación con estructuras algales.

El espesor de la unidad es alrededor de los 60 m, potencia estimada en la margen derecha del río Guadiela bajo los Baños de Alcantud.

La sola aparición de brechas calcáreas, carniolizadas, induce a pensar que originalmente estos materiales pertenecían a una masa alternante de calizas, dolomías y evaporitas. Estas últimas, por disolución, karstificación e hidratación han generado una colapso-brecha carbonática, cuyo resultado son los depósitos que constituyen esta unidad.

Sedimentológicamente son materiales pertenecientes a depósitos supra-mareales, con abundantes invasiones del mar, lo cual se interpreta como una *sebkha costera*, bajo condiciones áridas.

1.5. Terciario.

En la Hoja de Valdeolivas, los materiales terciarios, se encuentran bien representados, todos ellos en facies continentales. Aparecen de forma homogénea y continua en la mitad occidental de la Hoja.

Este sistema se ubica geológicamente dentro de la denominada Cuenca Terciaria del Tajo, en su borde oriental, y apoyado discordante sobre los relieves mesozóicos más noroccidentales de la Serranía de Cuenca.

Aparecen materiales de edad comprendida entre el Paleoceno y el Plioceno. Se encuentran depósitos detríticos en las bases de las formaciones y carbonáticos en los techos de las mismas, pasando por una gama muy variada de litologías entre ambas.

1.5.1. Paleógeno.

El Paleógeno de la Hoja de Valdeolivas se encuentra constituido por materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos, todos ellos de ambiente continental y comprendidos entre el Paleoceno y el Oligoceno superior.

1.5.1.1 *Margas, calizas, conglomerados y areniscas. Paleoceno-Oligoceno superior* (13).

Esta unidad, que aparece discordante sobre los términos superiores del

Cretácico, preservada en estructuras sinclinales y a veces cubierta por los depósitos terrígenos del Mioceno, aflora fundamentalmente en la mitad oriental de la Hoja. Concretamente en los lugares conocidos como Arroyo de Valdelaconeja (ángulo suroriental de la Hoja), valle del río Vindel, rambla de Villanueva de Alcorón y en las cercanías de Arbeteta, al Este de esta localidad.

En el aspecto litológico es una unidad que presenta frecuentes cambios laterales en corto espacio, y constituída generalmente por margas blancas y ocreas en la base, y alternancias de conglomerados rojizos, de cantos cuarcíticos de pequeño tamaño en la base, que pasan a cantos calcáreos de mayor tamaño hacia el techo, así como areniscas de grano grueso a medio con frecuentes estructuras tractivas de gran escala. Este conjunto se presenta, en la totalidad de los casos observados, dispuesto en estratos canaliformes, de base claramente erosiva y de un desarrollo lateral corto. Los tramos conglomeráticos se encuentran fundamentalmente interdigitados en series carbonáticas constituídas por calizas lacustres con tallos y algas de colores gris-ocres, por lo general micríticas y que presentan cantos en la base de los tramos y laminaciones algales en los techos. El espesor aproximado de todo este conjunto litológico es superior a los 220 m.

En muestras aisladas, recogidas en la Rambla de Villanueva, en materiales similares, se han reconocido litofacies constituídas por biomicitas y dismicritas, así como micritas arenosas, con un contenido faunístico característico de ambientes lacustres, como son Characeas, Ostracodos, Algas Cianofíceas y Clorofíceas, Moluscos, etc. En zonas próximas a esta y dentro de la Hoja limítrofe de Zaorejas (513), y en los mismos materiales carbonatados se reconocieron, ADELL *et. al* (1979), microfacies de dismicritas con alto contenido en arcillas en las que se pudo constatar la presencia de especies de Characeas, tales como *Tectochara (Nitellopsis) aemula* (GRAMBAST), *Rhabdochara stockmansii* (GRAMBAST), *Chara, aff molassica* (STRAUB), así como *Rhabdochara major* (GRAMBAST) y *Sphaerochara aff, inconspicua* (ALBRAUN EX UNGER).

Las asociaciones y especies citadas, tanto en corte estratigráfico como en muestras aisladas, caracterizan probablemente el Oligoceno inferior-medio. CAPOTE *et al* (1982) asigna a esta unidad, que se extiende entre la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca, una edad Sannoisiense. DÍAZ MOLINA, M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1979) asignan a esta unidad una edad Arverniense.

En base a los datos obtenidos tanto en campo como bibliográficos y considerando que por encima y por debajo de la serie realizada existen aún grandes espesores de esta unidad, se considera una edad probablemente entre el Paleoceno y Oligoceno.

El medio de sedimentación de estas facies, es de caracter mixto, fluvio-lacustre, aunque se generaliza dentro del dominio fluvial las llanuras palustres, como lo demuestra la existencia de restos vegetales rotos en la base de los tramos carbonatados y colonizaciones algales en los techos.

1.5.1.2. **Calizas lacustres. Eoceno-Oligoceno (14).**

Dentro de la Unidad de "Margas, calizas, conglomerados y areniscas (13)", existe con representación cartográfica, un conjunto carbonatado que aflora a lo largo de la margen derecha del valle del río Vindel y que da relieve de escarpe.

La representación de este conjunto carbonatado por separado, aunque incluida dentro de la Unidad 13, se ha realizado en base a criterios litológicos y/o morfológicos, además de su peculiar caracter sedimentológico dentro del contexto de la unidad anteriormente descrita.

El conjunto, en el aspecto litológico, se presenta como una sucesión de capas y bancos de calizas de mediano espesor, grises a beige, de algas, con estructuras pisolíticas, con estratificaciones irregulares y que a techo presentan niveles con geometría interna ondulada. El espesor medido en el Barranco de Valdehorno es 13 m.

Las microfacies que se han observado en el perfil realizado corresponden a biomicritas y micritas algales con zonas internas de esparita y grandes pisolitos, y en las que aparecen restos de Gasterópodos, Ostracodos, Algas Cianofíceas y Clorofíceas y esporádicamente Oogonios de Characeas correspondientes a depósitos de ambiente lacustre muy someros. En los tramos diferenciados dentro de la serie se aprecian secuencias carbonáticas del tipo *pasckstone* a *mudstone* y *wackstone* a *mudstone*, con laminaciones estromatolíticas a techo.

Al estar incluida como cambio lateral dentro de la unidad de "Margas, calizas, conglomerados y areniscas (13)", la edad que se le ha asignado es evidentemente la misma, es decir dentro del Paleoceno-Oligoceno superior. Sin embargo hay que recalcar que la posición litoestratigráfica de esta pequeña unidad carbonatada, está más próxima del techo, por lo que es probable que quede dentro del intervalo Eoceno-Oligoceno.

1.5.1.3. **Conglomerados, areniscas y arcillas. Oligoceno superior Mioceno inferior (15).**

Esta unidad aparece extendida por el cuadrante suroriental de la Hoja, repartida a ambos lados de la Hoz del río Guadiela y colgada sobre las

paredes de la misma, también se ha reconocido en pequeños retazos dentro de cubetas sinclinales así como en afloramientos de escala reducida (valle del río Vindel).

Debido a la dificultad de acceso, y a la escasez de cortes completos en la unidad, solo ha sido posible su reconocimiento en afloramientos aislados, en la mayoría de los casos semicubiertos. Sin embargo se puede constatar que esta unidad se encuentra apoyada discordantemente sobre los términos carbonatados del Cretácico superior (Santonense, Campanense y Mastrichtense) y también sobre los depósitos continentales de Paleógeno inferior (unidades 13 y 14).

Litológicamente esta unidad está constituida por un tramo basal de alternancias de conglomerados y areniscas de tonos rojizos y pardos con un espesor aproximado entre 30 y 35 m. En los conglomerados aparecen tramos de cantos silíceos y matriz arenosa gruesa. Los cantos son de tamaño pequeño, redondeados y subredondeados y heredados a partir de la Formación Utrillas. Alternando con ellos, existe otro tipo de conglomerados formados a partir de cantos de naturaleza calcárea, englobados dentro de una matriz arcillo-arenosa, con cantos calizos y dolomíticos, subangulosos y subredondeados y de tamaño medio (10 a 25 cm). Los tramos superiores de la unidad lo constituyen alternancias de conglomerados, similares a los anteriores y en capas más delgadas, con areniscas y arcillas que a techo presentan pequeños lentejones de carbonatos y suelos calcimorfos. El espesor total de la unidad oscila alrededor de los 90 a 110 m.

Las facies, en la base de la serie corresponden a cuerpos canalizados, de base erosiva y frecuentes cicatrices internas. Hacia el techo de la unidad aparecen secuencias del orden de los 20 m constituidos por una base canalizada de conglomerados y areniscas, un tramo medio arcilloso y un tramo superior arcillo-carbonatado. El ambiente sedimentario de esta unidad es claramente de abanico aluvial en facies proximales y medias y en las que se detectan dos áreas distintas de alimentación, una de naturaleza clástico-carbonatada y otra de naturaleza silíceo-clástica.

Estos depósitos, no se han datado paleontológicamente por lo que su edad se atribuye en función de los criterios tectónicos y cartográficos, como se ha explicado en párrafos anteriores. No obstante CAPOTE et al (1982) dan una edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Concretamente DÍAZ MOLINA, M. Y LÓPEZ MARTÍNEZ N. (1978) al E de la Sierra de Altomira datan con vertebrados el techo de esta unidad como Ateniense superior (Mioceno inferior).

1.5.2. Neógeno.

1.5.2.1. *Mioceno.*

La Serie miocena de la Hoja de Valdeolivas (538) se encuentra ampliamente

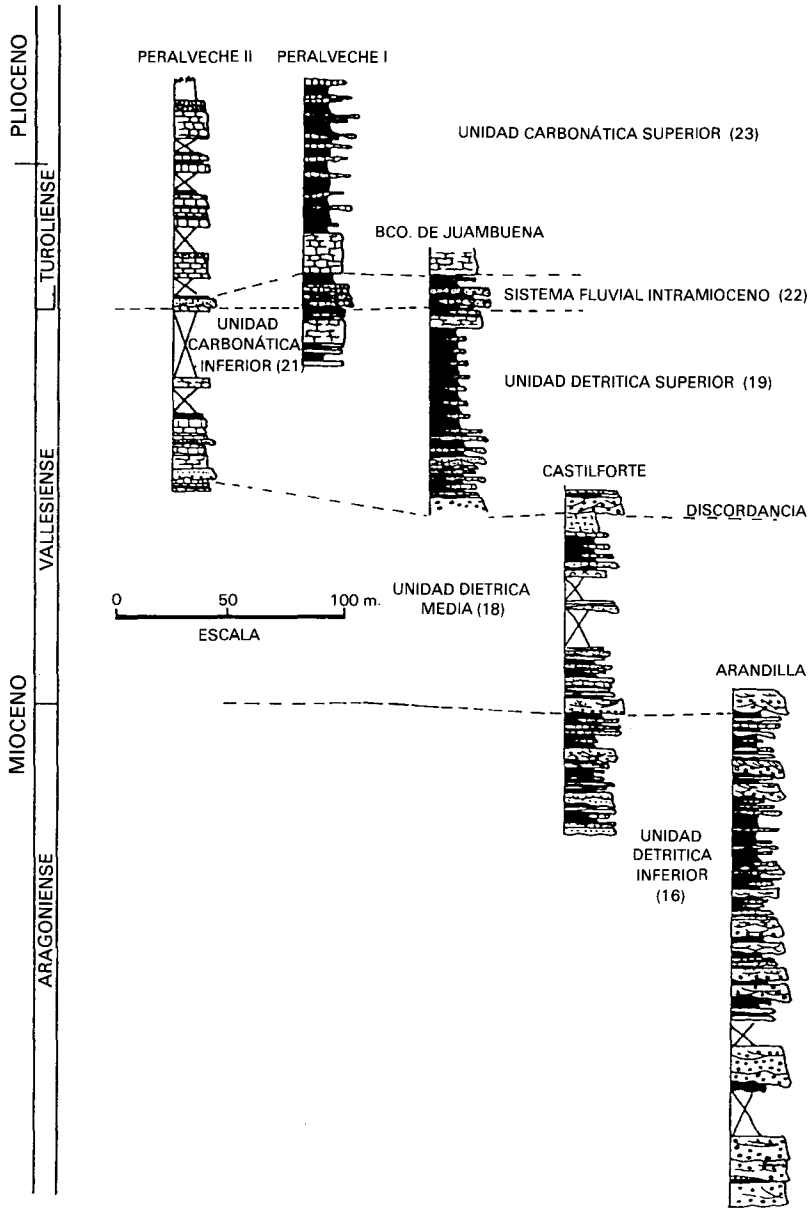


Fig.4.- Representación esquemática del Mioceno Superior de la hoja de Valdeolivas.

representada y ocupa una extensión aproximada de 300 km² en la mitad occidental de la misma, aunque existen pequeños retazos repartidos por el resto de la Hoja.

La serie descansa discordante sobre los relieves mesozóicos y paleógenos del borde occidental de la Serranía de Cuenca. En el aspecto litológico, abundan materiales conglomeráticos y areniscosos y sobre todo arcillas, margas y calizas, estas últimas más abundantemente en los tramos superiores de la serie. Existen también, intercalados, depósitos evaporíticos como más adelante se describen.

La serie litoestratigráfica que se ha cartografiado, y que en conjunto forma la sucesión miocena de la Hoja de Valdeolivas aparece esquemáticamente representada en la Fig. 4.

1.5.2.1.1. *“Unidad Basal”. Conglomerados, areniscas y arcillas. Mioceno inferior-medio (16).*

Constituye lo que denominaremos “Unidad Basal” del Mioceno. Esta unidad se ha podido observar en el perfil realizado a lo largo de la carretera de Vindel a Arandilla y en el que se han distinguido una sucesión de conglomerados calcáreos, subredondeados, con tamaños entre 10 y 35 cms, generalmente bien cementados en una matriz arcillo-arenosa, estratificados en gruesos bancos de escala métrica, de base erosiva y techo ondulado. Alternan con niveles de areniscas de grano grueso a medio, generalmente bioturbadas, y arcillas pardas y marrones con depósitos carbonáticos de origen edáfico y calizas de grano fino con restos orgánicos. El espesor de la unidad es aproximadamente de 210 m.

Hacia el sur y el oeste, la unidad se hace más areniscosa y/o arcillosa, y la serie se presenta como alternancia de areniscas en facies canalizadas y arcillas como se ha podido observar en el perfil realizado a lo largo de la carretera de Salmerón a Castilforte.

En general los depósitos que aparecen responden a cuerpos de geometría canaliforme en los que son frecuentes estratificaciones cruzadas de gran escala, dunas y *ripples* en los paquetes areniscosos de granulometría fina.

Respecto al ambiente en que se depositaron estas facies es claramente de abanico aluvial y con dirección de aportes predominantes N-S.

Se le asigna a esta unidad una edad Mioceno inferior-medio, concretamente Aragoniense, en base a dataciones realizadas en otras zonas, dentro de esta unidad y recogidas en trabajos tales como los de ADELL, F. et al (1979), DÍAZ MOLINA, M y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1979), CAPOTE, R. et al (1982), DÍAZ MOLINA, M. y BUSTILLO, A. (1987) y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. et al (1985).

1.5.2.1.2. *Brechas calcáreas y arcillas con cantos. Mioceno inferior-medio (17).*

Sobre los paleorrelieves cretácicos, preservados en cubetas morfológicas y estructurales y a veces cubiertos por los depósitos del Mioceno superior, descansa discordantemente una unidad constituida por alternancias de capas de conglomerados y arcillas con cantos dispersos. Los conglomerados son brechoides, calcáreos y dolomíticos con matriz-arenosa de color marrón a rojo. Las arcillas con cantos de color marrón-rojizo, contienen carbonatos nodulares. En general la serie está estratificada en capas de una gran continuidad lateral a escala de afloramiento, como se puede observar al E de Vindel en el Barranco del Tejar. Esta unidad que se interdigita con la "unidad basal" (16) y "media" (18) del Mioceno inferior, presenta en este lugar unos 80 m de potencia.

Los conglomerados aparecen formando cuerpos de base erosiva, cicatrices internas de gran escala, geometría plano-paralela correspondiente a depósitos de tipo *debris flow* y *sheet flow*, sedimentados en áreas proximales de abanicos aluviales.

Paleontológicamente son materiales azóicos y su edad, deducida a partir de la posición estratigráfica la hacemos corresponder al Mioceno inferior-medio.

1.5.2.1.3. *"Unidad media". Areniscas, arcillas y conglomerados. Mioceno medio- superior (18).*

Sobre los términos arcillosos y carbonatados del techo de la "Unidad Basal", existe un grueso paquete conglomerático de unos 5 a 7 m de espesor constituido por cantos calcáreos y cuarcíticos, subangulosos a subredondeados, englobados dentro de una matriz arcillo-arenosa, con frecuentes cicatrices internas, que dan paso a la que informalmente, hemos denominado "Unidad Media". La separación de esta "Unidad Media" de la "Unidad Basal" se ha realizado en base a criterios únicamente lito-estratigráficos.

Estratigráficamente la unidad descansa mediante discordancia progresiva en el centro de la Hoja, sobre la unidad basal (16) y en cambio lateral con la unidad (17). Sin embargo hacia el oeste, el contacto con la infrayacente (16) es paraconforme, al estar ambas unidades horizontales.

En el perfil realizado en Castilforte, (ver Documentación Complementaria) sobre el nivel anteriormente citado existe un conjunto litológico constituido por unos 80 a 90 m de alternancias de arenisca en capas de espesor medio, arcillas marrones y grises y niveles delgados de calizas y, a techo

niveles de limos yesíferos. Las calizas se presentan estratificadas irregularmente, muy discontinuas y corresponden, en general, a dismicritas arenosas azóicas.

Sedimentológicamente este tipo de materiales corresponde a facies medias de abanico aluvial, en la que destacan los niveles areniscosos canalizados, asociados a las arcillas de la llanura de inundación y depósitos salinos más distales.

La edad de esta unidad, cabría situarla dentro del Mioceno medio y probablemente, Aragoniense superior, todo ello en base a criterios de posición estratigráfica.

1.5.2.1.4. "Unidad Superior".

Tres son las formaciones litológicas que conforman la "Unidad Superior". La primera de ellas corresponde a "Arcillas, margas, areniscas y calizas (19); la segunda corresponde a "Limos yesíferos y yesos (20) y la tercera a "Calizas (21)", las tres constituyen cambios laterales de facies entre si.

1.5.2.1.4.1. Arcillas, margas, areniscas y calizas. Mioceno superior (19).

En el perfil realizado en la carretera de Salmerón a Castilforte, (ver Doc. Complementaria) y sobre los términos más arcillosos de la "Unidad Media" (18), en contacto discordante, aparece un grueso nivel conglomerático, constituido por cantos calcáreos y silíceos, subredondeados, de tamaño comprendido entre los 10 y 20 cms, englobados dentro de una matriz arenosa con zonas de cemento carbonatado y con un espesor aproximado de 6 m. El perfil realizado en el Barranco de Juambuena, al E de la localidad de Castilforte, se distingue el mismo nivel conglomerático sobre el que descansa una serie constituida por tres tramos litológicos claramente diferenciados. El primero de ellos, con un espesor aproximado de 30 m. se encuentra constituido por una alternancia de areniscas de grano grueso a muy grueso, con niveles microconglomeráticos en la base y arcillas calcáreas que a techo presentan niveles edáficos con pequeños lentejones de calizas micríticas (dismicritas) lacustres. El segundo tramo, de 45 m de espesor, es fundamentalmente arcilloso, de tonos marrones y claros con niveles delgados de calizas micríticas (dismicritas), más abundantes hacia el techo del tramo y con restos de algas y gasterópodos en algunos niveles. Por último el tercer tramo está constituido por calizas grises y blancas, micríticas, oqueosas, en las que se pueden apreciar restos de gasterópodos y algas. Este tramo hacia el O y NO aumenta considerablemente de espesor, desarrollándose

un gran paquete calcáreo de más de 50 m de espesor (NO de Vindel Serie de Peralveche ver doc. complementaria).

Las microfacies de los tramos carbonatados de esta unidad corresponden por lo general a dismicritas con algas y biomicritas de algas en las que son frecuentes la existencia de Algas Cianófitas y Clorófitas, Ostrácodos y Gasterópodos.

En el aspecto sedimentológico esta unidad corresponde a facies distales de abanico aluvial, con frecuentes y amplias llanuras de inundación en las que se instala paulatinamente un régimen lacustre.

Debido a la escasa información paleontológica obtenida en las muestras recogidas en el perfil del Barranco de Juambuena, no ha sido posible su datación cronoestratigráfica precisa. Sin embargo, su posición estratigráfica por debajo del denominado "Sistema Fluvial Intramioceno", datado como Vallesiense superior, en yacimientos de vertebrados próximos a la localidad de Torija, por LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1985) y dado que DÍAZ MOLINA, M. y BUSTILLO, A. (1985) sitúan a esta "Unidad Superior" entre el Aragoniense superior y el Vallesiense superior nos induce a situar dicha unidad dentro del Vallesiense s.l., aunque su parte basal no esté del todo bien definida.

1.5.2.1.4.2. Limos yesíferos y yesos. Mioceno superior (20).

Al Oeste de Castilforte y junto a la carretera de Salmerón a Peralveche aparece, en cambio lateral de facies de la unidad anterior (19), un conjunto evaporítico constituido por yesos y limos yesíferos, alabastrinos y detríticos que intercalan pequeños niveles margosos y calcáreos. Son de color blanco grisáceo y se encuentran muy disueltos superficialmente. Su espesor en este lugar concreto, y único reconocido en la Hoja de Valdeolivas (538) es del orden de 70 m. A su vez estos materiales evaporíticos pasan lateralmente hacia el O y NO a calizas lacustres (21). La existencia de esta formación yesífera en medio de facies más o menos detríticas y carbonatadas, se pueden interpretar como zonas de borde lacustre muy salobre.

La edad de esta formación de yesos, es asimilable a la de la anterior unidad (19) en base a su posición estratigráfica y relaciones laterales de facies.

1.5.2.1.4.3. Calizas. Mioceno superior (21).

La tercera formación litológica que constituye la "Unidad Superior" está caracterizada por la presencia, casi en exclusiva, de calizas, y margocalizas. Toda la unidad (19) que en el Barranco de Juambuena es eminentemente

detrítica, hacia el O y NO pasa a ser prácticamente toda ella carbonatada (21) Fig. 4 (serie de Peralverche II), a excepción hecha de la base que sigue siendo conglomerática.

Este conjunto carbonatado (21) se puede observar con claridad en las paredes del Barranco de la Solana, por donde discurre la carretera de Peralveche a Trillo. En este lugar se han podido reconocer sobre este nivel unos 70 m de serie calcárea, la mayor parte cubierta, y constituida por una sucesión de secuencias de 1 a 2,5 m de espesor de calizas en la base y margas a techo. Los tipos de calizas que se presentan son de varios tipos, desde calizas nodulosas con estratificación ondulada, discontinua y bioturbadas, a calizas estratificadas y/o tableadas con restos vegetales oncolitizados, pasando por calizas con laminaciones estromatolíticas y con porosidad fenestral. Se observan niveles con grietas de desecación y margas nodulosas con restos de raíces.

Desde el punto de vista sedimentológico son facies típicas de medios lacustres someros. Las microfacies de los términos carbonatados corresponden por lo general a dismicritas de acción algal (oncolíticas) y biomicritas de algas en las que son frecuentes la existencia de Algas Cianofíceas y Clorofíceas, Ostrácodos y Gasterópodos, etc. En muestras aisladas, recogidas en zonas próximas a los cortes realizados en Peralveche, se han encontrado las mismas microfacies.

El techo de la unidad carbonatada se encuentra truncada por un episodio detrítico importante en toda la Hoja y prácticamente en toda la región, resultado de la instalación de un nuevo sistema fluvial, que se ha denominado con el nombre genérico de "Sistema Fluvial Intramioceno" (22).

Su posición estratigráfica, en cambio de facies respecto a las dos unidades cartográficas descritas anteriormente, y los datos paleontológicos ya mencionados LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1985) y DÍAZ MOLINA, N. y BUSTILLO, A. (1985) nos lleva a situar esta unidad calcárea en el Vallesiense s.l.

1.5.2.1.5. *Areniscas y conglomerados "Sistema Fluvial Intramioceno". Mioceno superior (22)*

Sobre los depósitos carbonatados citados con anterioridad, y de forma constante, aparece un conjunto detrítico de gran importancia a escala regional. Constituye una sucesión de espesor muy variable, entre 6 y 10 m (según la zona), de depósitos areniscosos y/o conglomeráticos, que a techo presentan arcillas marrones con procesos edáficos.

En los perfiles realizados en la Hoja, Barranco de Juambuena, Peralveche pueblo, y en la carretera de Peralveche a Trillo (ver Doc. Complementaria), así como en numerosos puntos de la Hoja, se ha reconocido una facies

constituida por un conjunto conglomerático-arenoso, en forma de canales con base erosiva y cicatrices internas. A techo de estos niveles existen calizas micríticas nodulosas y formaciones edáficas.

Desde el punto de vista sedimentológico se puede interpretar como un episodio fluvial, generalizado en toda la región que rompe las condiciones de llanura distal de abanicos aluviales implantada con anterioridad.

En función de los datos recogidos en trabajos de diversos autores, se puede llegar a precisar con un margen de error razonable, que la edad de esta unidad es Vallesiense superior (LÓPEZ MARTÍNEZ, N. et al (1985), DÍAZ MOLINA, N. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978) et...). Edad obtenida a partir de estudios de micromamíferos en diversos puntos de la cuenca comprendida entre la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca, así como también en yacimientos más septentrionales (Torija).

1.5.2.1.6. *Calizas y margocalizas. Plioceno (23).*

Sobre los depósitos detríticos de la "Red Fluvial Intramiocena" descansa concordante un grueso paquete carbonatado de espesor muy variable, plegado y bastante erosionado, que corresponde con la denominada "Caliza del Páramo", aunque en zonas muy localizadas estos depósitos son mixtos y alternan con detríticos (Barranco de la Hocedilla, al E de Peralveche).

En los perfiles realizados a lo largo de la carretera de Peralveche (Peralveche I y Peralveche II., Doc Complementaria), se ha observado un espesor de un centenar de metros de calizas estratificadas y/o tableadas con restos vegetales oncolitizados, calizas con laminaciones estromatolíticas y margas calcáreas que desaparecen lateralmente. Todo el conjunto aparece estratificado en capas y bancos gruesos.

Las microfacies observadas son similares a las del tramo carbonatado, subyacente al "Sistema Fluvial Intramioceno" es decir, son dismicritas y biomicritas oncolíticas en las que son frecuentes la aparición de Algas Cianofíceas y Clorofíceas, Ostracodos, Gasterópodos, características de medios lacustres.

En el aspecto cronoestratigráfico, sólo es posible situar con cierta fiabilidad la base del tramo, cuya edad es Vallesiense superior. Al menos se podría pensar que el resto de la serie está comprendida entre el Vallesiense superior y el Turolense superior incluso los términos más altos podrían corresponder al Plioceno, por lo que se ha de considerar una edad Mioceno superior-Plioceno.

1.6. CUATERNARIO.

1.6.1. Terrazas travertínicas. Pleistoceno (24).

En ambos márgenes del Río Guadiela y jalonando gran parte del cauce fluvial se localizan terrazas travertínicas de entre las que destacan por su amplio desarrollo o por las formas espectaculares que presentan las localizadas en la confluencia del río Guadiela con el Arroyo de la Hocedilla (Herrerías de Santa Cristina) y con el Río Alcantud. También hay niveles de terrazas travertínicas aunque poco desarrolladas, en las márgenes del Arroyo de la Vega, afluente del Río Guadiela por el Sur y del propio Río Alcantud.

VIRGILI, C y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1970) ya ponen de manifiesto la existencia de dos niveles de terrazas travertínicas en la Cuenca del Tajo. En esta hoja los dos niveles de terrazas se observan en la localidad de Herrerías de Santa Cristina. La base de la terraza superior se localiza entre 20 y 30 m sobre el cauce actual del río mientras que la terraza inferior tiene su base prácticamente a nivel del cauce.

Litológicamente el travertino superior está formado por 3 niveles, uno basal conglomerático, otro intermedio limoso y el superior propiamente travertínico. El travertino inferior está formado en la base por niveles brechoides, asimilables a un pie de monte, sobre los que apoyan niveles arenosos muy carbonatados, conglomerados carbonatados y a techo el travertino en sentido estricto.

En el arroyo de la Vega se encuentran limos blancos arenosos con un tramo superior de travertino blanco, pulverulento, no cristalizado y con limos arcillosos negruzcos que suele contener materia orgánica y restos de gasterópodos.

Según VIRGILI, C. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1970) estas terrazas se interpretan como correspondientes a dos ciclos climáticos fríos y se les atribuye una edad comprendida entre los períodos RISS y GÜNZ.

1.6.2. Abanicos aluviales. Pleistoceno-Holoceno (25).

Se han cartografiado como Abanicos aluviales aquellos depósitos que aparecen en los bordes de la pequeña depresión de Alcantud. Son depósitos de origen aluvial y procedentes de los arroyos y barranqueras que cortan los relieves cretácicos y paleogenos. Presentan una clara morfología de abanico y su pendiente actual es superior al 7%.

Litológicamente son depósitos constituidos por gravas calcáreas de variados tamaños y dentro de una masa arcillosa de tonos ocres y marrones.

En los pequeños cortes existentes en las trincheras de los caminos realizados

por el IRYDA, se aprecian capas de materiales detríticos, con estructuras canalizadas dentro de un conjunto deposicional típico de corriente densa (*debris flow*).

Estos materiales abarcan todo el sistema Cuaternario. Su formación se inicia probablemente antes del encajamiento de la red fluvial, ya que existen depósitos de terrazas por encima de ellos. Actualmente están en fase de erosión por la red fluvial actual.

1.6.3. Derrubios de ladera. Holoceno (26).

Se incluyen en este apartado, aquellos depósitos de litología diversa según el área del que proceden y que como característica común aparecen tapizando zonas con pendientes superiores al 10%.

Gran parte de estos depósitos se generan como consecuencia de desequilibrios morfológicos en la mitad suroriental de la Hoja, ligados a relieves mesozóicos. Tanto su extensión superficial como por su espesor tienen poca entidad, por lo que algunos de ellos no están representados ya que entorpecerían la lectura del mapa.

Generalmente se trata de brechas y conglomerados heterométricos, calcodolomíticos, de matriz limo-arcillosa que incluyen bloques o que localmente están cementados.

Estos materiales se considera que abarcan todo el período Holoceno ya que su génesis es posterior al encajamiento de la red fluvial y actualmente continúan desarrollándose.

1.6.4. Terrazas. Holoceno (27).

En este apartado se incluyen todos aquellos depósitos que jalonan los niveles más bajos de los márgenes de los cauces actuales.

Existen a lo largo de los ríos Guadiela, Alcantud, Vindel, etc., depósitos de gravas y arenas de naturaleza poligénica, generalmente muy carbonatados y en proceso de formación de travertino. Son frecuentes los depósitos arenosos, blancos, muy calcáreos, con abundantes "tubos travertínicos" y gasterópodos subactuales enanos, de concha muy fina.

Concretamente en las terrazas del río Alcantud, en la pequeña depresión al sur de la Hoja existen estos depósitos, en los que se ha podido reconocer mediante estudio de levigado, *Candona cf neglecta*, *Candona sp*, *Pseudocandona sp*, *Hydrobia, sp* y *Limmnea sp*. Esta asociación aunque no precisa la edad de los sedimentos, sí da un carácter ambiental fluvio-lacustre.

Estos materiales abarcan todo el período Holoceno ya que son depósitos relacionados con la red fluvial actual.

1.6.5. Depósitos Aluviales. Holoceno (28).

Se encuentran distribuidos dentro del marco de la Hoja en íntima relación con la red fluvial. Corresponden al fondo plano de los valles y constituyen su llanura de inundación.

Su litología es variable y está en función del área madre, del régimen hidráulico y de las vertientes existentes a ambos lados del fondo del valle.

En general los aluviales asentados sobre un substrato mesozóico están formados por gravas de naturaleza calcárea, mientras que en la mitad occidental de la Hoja la granulometría es menos gruesa y la relación entre cantos silíceos y carbonatados es mayor que en la mitad oriental. Su espesor no suele superar los 5 metros.

Al ser depósitos de formación reciente se les considera pertenecientes al Holoceno.

1.6.6. Cuaternario indiferenciado. Pleistoceno-Holoceno (29).

Se han cartografiado bajo este concepto depósitos cuaternarios en general limo-arcillosos que suelen corresponder a suelos desarrollados sobre formaciones carbonatadas del Mesozóico.

También se incluyen en este apartado, arcillas de decalcificación, generalmente rojizas, que se ubican en suaves depresiones, frecuentemente relacionadas con procesos karsticos posteriores al arrasamiento finimioceno.

2. TECTÓNICA

2.1. TECTÓNICA REGIONAL

El área comprendida en la hoja de Valdeolivas (538) se encuentra situada estructuralmente en la Rama Castellana de la Cordillera Iberica.

La Cordillera Ibérica fué clasificada por JULIVERT et al (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos, pues a pesar de la, a veces, intensa deformación de los materiales mesozóicos y terciarios, no presenta la características de orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico. Carece de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (ofitas triásicas, vulcanismo jurásico) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cordillera Ibérica o Cadena Celtibérica ha sido interpretada como una estructura de tipo aulacógeno (ALVARO et al., 1978), desarrollada por distensión desde el Trias hasta finales del Jurásico; esta evolución fué interrumpida por los movimientos tectónicos neokiméricos y austriacos, cuyo carácter fué esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo

aulacogénico, pero este definitivamente terminó cuando fué deformado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética durante el Terciario.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera, y su característica esencial es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico y el Ciclo Alpino que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozóico-terciaria.

2.1.1. El zócalo hercínico

No aflora en la hoja de Valdeolivas, aunque si aparece en zonas próximas (hojas de Peralejos de las Truchas y Taravilla). Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozóicos de estas zonas limítrofes permiten considerarles como prolongación hacia el SE de la zona Astur-Occidental Leonesa del Macizo Hespérico.

La estructura hercínica se caracteriza esencialmente por pliegues NNO-SSE vergentes hacia el ENE y desarrollo de esquistosidad.

2.1.2. El ciclo Alpino

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO, CAPOTE y VEGAS (1978) explica la evolución tectónica de la región estudiada que pertenece a la Cordillera Ibérica durante la etapa de sedimentación mesozóica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fué una estructura tipo *rift* complejo, creada por distensión a partir del Trias. Este *graben*, orientado según la dirección NO-SE al haberse reactivado por tectónica extensional las viejas fallas tardihercínicas de esta dirección, formaban parte de una unión triple *rrr*, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO *et al.* (op.cit) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMAN *et al* (1974) para los aulacógenos. Esta sucesión en la Cadena Celtibérica ha sido descrita por CAPOTE *et al* (1982).

2.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la hoja de Valdeolivas, como la del conjunto de la Cordillera Celtibérica está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

La zonación tectónica de los materiales de la Hoja es la común de todo el ámbito de la Cordillera. El zócalo paleozóico compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas, un tegumento constituido por el Buntsandstein y el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria, un nivel de despegue regional constituido por las margas y evaporitas del Keuper que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que esta haya deslizado y se deforme independientemente durante la estructuración. La cobertera esta constituida por el resto de los materiales mesozóicos y paleógenos, y es un conjunto esencialmente calcodolomítico de unos 1000 m de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión, y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertera jurásica y cretácica y aparecen pegados con ella.

Los depósitos postorogénicos ocupan una superficie importante del sector occidental de la Hoja de Valdeolivas. En general no están deformados, o presentan estructuras de gran amplitud y de incidencia local, originadas por las fases distensivas tardías.

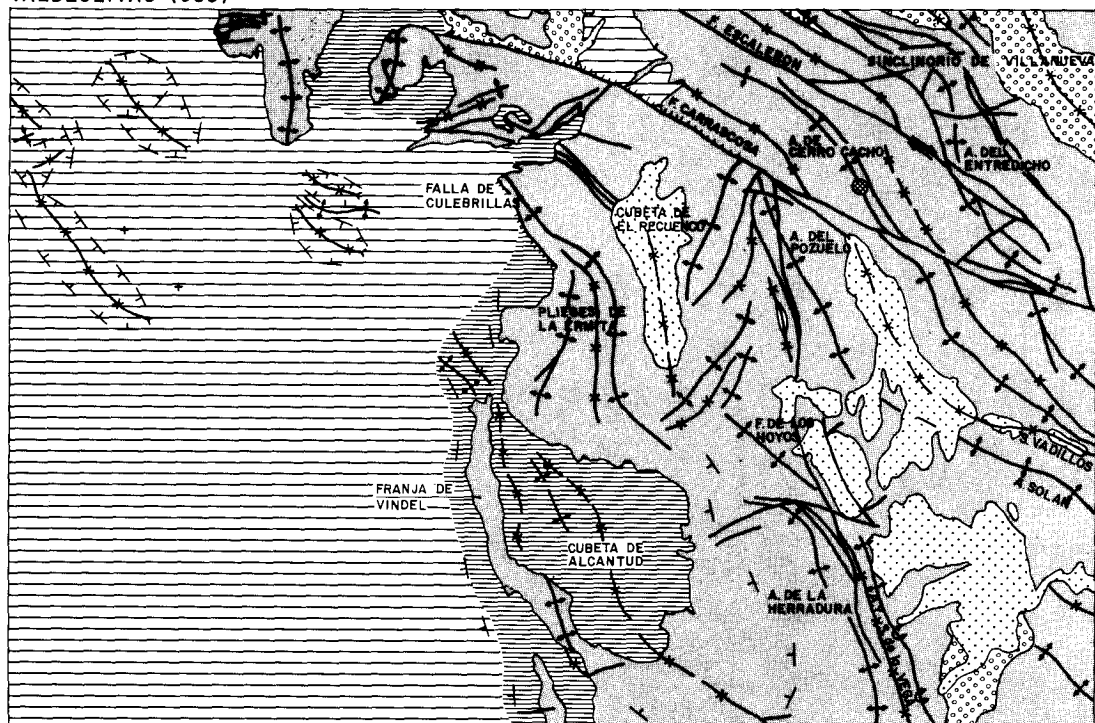
2.2.1. Dominios estructurales

En el territorio que comprende la Hoja de Valdeolivas hay dos dominios con características estructurales propias: el borde occidental de la Cordillera Ibérica y la denominada Depresión Intermedia (DÍAZ MOLINA, *Op. cit.*) (Fig 5).

El dominio de la Cordillera Ibérica ocupa la mitad oriental de la Hoja, y corresponde a materiales mesozóicos y paleógenos afectados por una tectónica compresiva que ha originado pliegues y fallas.

El estilo tectónico de este dominio está definido por la cobertera jurásico-cretácica presumiblemente despegada del tegumento a nivel del Keuper y plegada con un estilo jurásico según directrices predominantemente ibéricas.

El sector oriental de este dominio presenta una serie de pliegues isopacos de dirección NO-SE a NNO-SSE con longitudes que exceden el marco de la hoja (superiores a 12-15 kms), y vergencia hacia el SO de NE a SO se distinguen (tres) el sinclinorio de Villanueva de Alcorón, caracterizado por sinclinales suaves que alojan depósitos paleógenos en el núcleo; el anticlinal del Entredicho, en cuyo núcleo aflora el Jurásico y presenta una traza



Escala 1:100.000



Fig.5.-Esquema Tectónico

con inflexiones debidas a fallas de desgarre. Hacia el NO es claramente vergente hacia el SO, con desarrollo de falla inversa en este flanco. Un sinclinal intermedio lo separa del anticlinal de Cerro Cacho, también con Jurásico aflorando en su núcleo, y localmente con geometría encofrada. Es cortado por la falla de Carrascosa y se prolonga hacia el SE en la hoja de Peralejos de las Truchas hacia el SE se acentúa la geometría encofrada, esto es, flancos con fuertes buzamientos y "techos" o "fondos" planos con doble charnela. El sinclinal de Vadillos aloja depósitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior en su núcleo, al que pueden colmatar. El anticlinal de Solán de Cabras, hacia el NE pierde progresivamente su geometría marcadamente encofrada, aunque la conserve en parte en su prolongación del anticlinal de Pozuelo. En el área sinclinal de Santa Cristina se desarrollan ampliamente los depósitos terciarios plegados y discordantes sobre el Cretácico. La falla de Los Hoyos, de dirección NNO-SSE a N-S, junto con la de Carrascosa, con la que entronca, limitan por el Oeste a este sector.

El sector oriental constituye el borde de la Cordillera Ibérica y la Depresión Intermedia. El límite entre ambos dominios se realiza mediante diferentes dispositivos, en la parte septentrional los depósitos postorogénicos fosilizan a los materiales mesozóicos que presentan una estructura caracterizada por la interferencia de pliegues "ibéricos", localmente muy norteados, y pliegues de "dirección Guadarrama" (NE-SO) con vergencia SE. Ambos tiene una longitud de 2 a 3 kilómetros y afectan a materiales del Cretácico superior. En la parte central el motivo estructural más característico es la cubeta de El Recuenco, un sinclinal de rumbo NNE-SSO que aloja sedimentos terciarios. Entre ella y la falla de Los Hoyos hay un haz de pliegues NNE-SSO en alguno de los cuales llega a aflorar el Jurásico. Hacia el Oeste se desarrolla el conjunto de pliegues de La Ermita, que en realidad constituye un anticlinal de geometría encofrada y rumbo NO-SE a N-S. Su flanco occidental está afectado por una falla normal NO-SE en la parte norte, mientras que hacia el Sur es recubierto discordantemente por los depósitos miocenos. En la parte meridional, al Oeste de la falla de Los Hoyos se encuentra el anticlinal La Herradura, con núcleo jurásico y tendencia a la geometría en "cofre" y la cubeta de Alcantud. Esta estructura presenta una geometría y disposición en cierto modo similar al sinclinal de Mariana situado más al Sur, fuera del marco de la Hoja, aunque de menores dimensiones. Es una estructura sinclinorial ocupada por materiales miocenos, de rumbo NO-SE a NNO-SSE. El Mioceno, discordante sobre el Cretácico, aparece suavemente plegado, y fosiliza las estructuras cretácicas de la franja de Vindel que corresponde al flanco occidental de la cubeta.

La tectónica de fractura más importante se desarrolla en el sector NE de este dominio. La directriz más patente es la NO-SE, paralela o ligeramente oblicua a la dirección de plegamiento ibérico. Algunas de estas fallas, como la que afecta al flanco SO del anticlinal del Entredicho, han funcionado

claramente como cabalgamientos. Otras, como las fallas de Carrascosa, cortan a las estructuras de plegamiento. El sistema de fallas de Carrascosa y Escalerón, así como las fallas transversales asociadas invocan una historia compleja, con una etapa de actuación como desgarres y una reactivación posterior como fallas normales. La falla de Los Hoyos, paralela a la estructura de plegamiento también sugiere una historia compleja.

Las calizas de la formación Cuevas Labradas suelen mostrar estilolitos tectónicos y grietas de tracción rellenas de calcitas (Fig.6) aunque las condiciones de afloramiento no permiten su estudio sistemático. En el núcleo del anticlinal de Cerro Cacho, sin embargo, se ha podido determinar la presencia de una familia de estilolitos y grietas de tracción asociadas que indican una dirección de acortamiento congruente con la macroestructura. Además, algunas juntas estilolíticas tienen picos que indican una compresión 100, congruente con algunas macroestructuras situadas más al Oeste, aunque no ha sido posible establecer las relaciones cronológicas relativas entre ambas familias de microestructuras.

El dominio de la Depresión Intermedia aparece en la mitad occidental de la hoja de Valdeolivas. Regionalmente corresponde a un área sinclinal situada entre la Cordillera Ibérica y la Sierra de Altomira, ocupada por sedimentos paleógenos sinorogénicos y depósitos miocenos postorogénicos.

En la hoja de Valdeolivas los depósitos del Mioceno medio que se encuentran adosados a los materiales mesozóicos aparecen suavemente deformados, mientras que hacia el Oeste su disposición es subhorizontal, como la del resto de los materiales miocenos.

Únicamente en la zona NO los materiales del Mioceno superior y el Plioceno invoca un mecanismo de acomodación a deformaciones profundas. Aparecen deformados, formando cubetas circulares o elipsoidales de 1 a 4 kilómetros orientadas en dirección NO-SE. Estas estructuras no se deben a procesos de hundimiento por disolución de evaporitas, inexistentes o poco importantes en la serie miocena infrayacente. Sin embargo su geometría invoca un mecanismo de acomodación a deformaciones profundas. Su origen posiblemente está en relación con la reactivación de fallas del zócalo mesozóico y paleógeno durante una fase distensiva tardía. Una tectónica postmiocena similar ha sido descrita en el sector central de la Depresión del Tajo (CAPOTE Y FERNANDEZ CASALS, 1978). En este sentido hay que destacar que las calizas del Páramo aparecen en contacto con los materiales mesozóicos mediante fallas normales en dos puntos de la hoja. Una de ellas es la falla de Culebrillas, que eleva un bloque mesozóico que queda limitado hacia el NE por la falla de Carrascosa, que aquí hunde el bloque NE donde se ha preservado el afloramiento de calizas del Páramo de Pozomiga.

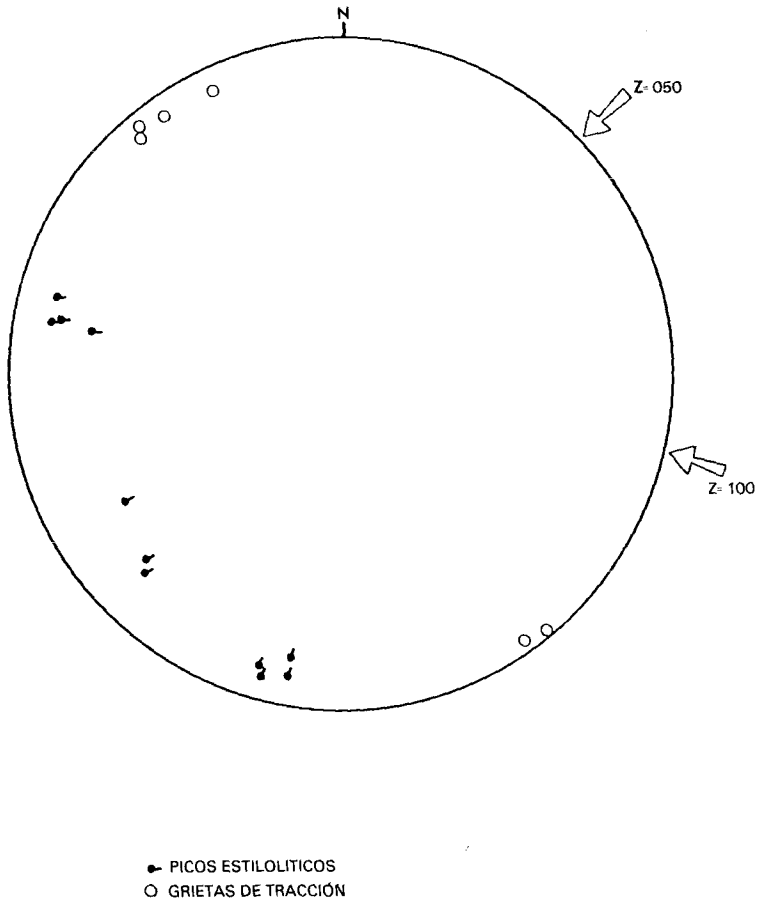


Fig.6.- Microestructuras de las calizas Jurásicas en el anticlinal del Cerro Cacho.

2.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. Los movimientos mesozóicos

Desde el comienzo del Mesozóico el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Ibérica, estuvo sometida a un régimen distensivo que condicionó la sedimentación triásica y jurásica, primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución y que han sido señalados por todos los autores que estudian la Cordillera Celtibérica. Son los movimientos neokiméricos y austríacos. En el sector de la Hoja de Valdeolivas faltan los depósitos en facies weald que sí están presentes en las vecinas hojas de Zaorejas, Taravilla y Peralejos de las Truchas. Los sedimentos de la Formación Utrillas se apoyan directamente sobre diferentes niveles jurásicos, del Lías medio al Bajociense. En ningún caso se han encontrado pliegues en los materiales jurásicos biselados y fosilizados por la Fm. Utrillas. Por ello, y en base a lo que sucede en otros puntos de la Cadena Celtibérica, las discordancias neokimérica y austríaca se interpretan como causadas por una tectónica de bloques verticales mejor que debidas a una fase de plegamiento. Una etapa de distensión acentuada en ésta época produjo movimientos diferenciales de bloques del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas, principalmente las de orientación NO-SE, con adaptación de la cobertura jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales, y posiblemente movilización de los materiales plásticos del Keuper que pudieron iniciar en este momento su historia diapírica. Esta interpretación de los movimientos neokiméricos y austríacos justifica los fenómenos observados y es acorde con la de CAPOTE et al. (1982) para el sector NO de la Rama Castellana y la de ALVARO et al. (1978) para el conjunto de la Cadena.

Desde el punto de vista cronológico, en el sector de la Hoja de Valdeolivas no es posible precisar la edad de los movimientos neokiméricos, pues la ausencia de depósitos del Cretácico inferior (f. Weald) hace que la discordancia neokimérica sea aditiva a la austríaca. Aunque en el marco de la Hoja existe ausencia de registros entre el Bajociense y el Albiense, regionalmente es posible establecer una edad comprendida entre el Portlandiense y el Barremiense para la primera, y entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense para la Austríaca.

2.3.2. La tectogénesis alpina

Entre el Cretácico superior y el Mioceno medio la Cadena Celtibérica ha sido deformada en un régimen de compresión. La deformación compresiva se ha realizado mediante varias fases, caracterizadas a nivel regional mediante macro y microestructuras (GÓMEZ Y BABIN, 1973; ALVARO, 1975; CAPOTE et al. 1982; SIMON, 1980-1982).

En la hoja de Valdeolivas (538) los afloramientos mesozóicos presentan estructuras atribuibles a varias fases de deformación. La datación de las diferentes fases se puede establecer en base al registro sedimentario del Terciario, bastante completo aunque la datación de las diferentes unidades tectosedimentarias se ha establecido por correlación con áreas vecinas.

El inicio de la tectogénesis alpina en el sector estudiado probablemente se remonte a finales del Cretácico, con una elevación general del área que se manifiesta en la continentalización de las series del Cretácico terminal (facies Garum). La primera fase de compresión que generó estructuras de plegamiento a escala de la Cadena es de edad intraeocena (fase Pirenáica), y en la hoja de Valdeolivas es la responsable de los pliegues de dirección Guadarrama (NE-SO) y vergencia SE existentes en la zona septentrional. En el registro estratigráfico esta fase produce la discordancia que limita en su base a los depósitos paleógenos.

La mayor parte de las estructuras de plegamiento de la hoja corresponden a las principales en el conjunto de la Cordillera Celtibérica (dirección Ibérica, NO-SE), y se deben a la fase Castellana (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.* 1971), de edad finioligocena. Esta fase es la responsable de la estructura principal de la Cadena, con despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y tegumento y el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertera. La dirección de acortamiento ENE-OSO deducida de las microestructuras de las calizas jurásicas corresponde a la de esta fase de deformación. En el registro estratigráfico es la responsable de la discordancia que separa los sedimentos paleógenos de los depósitos atribuidos al Oligoceno superior-Mioceno inferior.

En el borde de la Cordillera Ibérica y la Depresión Intermedia se desarrollan un conjunto de pliegues muy norteados, con direcciones NNO-SSE, N-S, e incluso NNE-SSO. Estas estructuras, visibles en otros puntos de la Cordillera y en la Sierra de Altomira son atribuibles a una fase de plegamiento tardía, que afecta a los depósitos del Oligoceno superior y el Mioceno inferior (fase Neocastellana de AGUIRRE *et al.*, 1976). Durante ella se acentuaría el apretamiento de los pliegues de la fase Castellana, y tal vez generaron microestructuras como los estilolitos que indican una dirección de compresión 100 en el anticlinal de Cerro Cacho. El desarrollo de esta fase posiblemente fué complejo y dilatado en el tiempo, con un giro dextral progresivo de la dirección de acortamiento.

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VIALARD (1973) distingue una primera etapa de fracturación longitudinal NO-SE que data como pre-Vindoboniense, y que posiblemente se inició ya al finalizar el plegamiento principal por efecto de relajación. En el sector central de la Cordillera Ibérica SIMÓN (1982) ha puesto de manifiesto que el tránsito de la compresión a la distensión tiene lugar durante el Mioceno medio, y que este paso se realiza de una manera progresiva, solapándose en el tiempo y el espacio un régimen de desgarre y un régimen distensivo.

La primera fase de distensión en el sector estudiado tuvo lugar durante el Aragoniense, y sus efectos principales fueron la reactivación como normales de algunas de las fallas que afectan a los materiales mesozóicos, y principalmente el hundimiento del área de la Depresión Intermedia, que funciona como una zona subsidente en la que se acumularon depósitos terrígenos durante el Mioceno medio y superior. Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior se produce la colmatación de la cuenca, con la deposición de los niveles carbonatados ("calizas del Páramo"). Estos niveles presentan deformaciones (cubetas atribuibles a la acomodación de fallas de zócalo y contactos con los materiales mesozóicos mediante fallas normales) que se deben a una nueva fase de distensión, la fase Iberomancheña I que tuvo lugar durante el Plioceno superior. Esta fase reactivó de nuevo fallas normales, y produjo la deformación de la penillanura fundamental.

3. GEOMORFOLOGÍA

En la hoja de Valdeolivas, se distinguen dos dominios geomorfológicos claramente diferentes, que vienen manifestados por el ataque de los procesos erosivos sobre materiales de diferente litología y configuración estructural, dando lugar a formas que imprimen cierto carácter a estos conjuntos. El primero de estos dos dominios lo constituye la mitad oriental de la hoja, que aparece ocupada por afloramientos de sedimentos calizos mesozóicos, mientras que el segundo corresponde a la mitad occidental, en donde afloran sedimentos detríticos del Terciario, coronados por las Calizas del Páramo. Ambos dominios son fundamentalmente morfoestructurales, pero presentan otras diferencias entre sí.

El área ocupada por sedimentos mesozóicos (Jurásico y Cretácico), se caracteriza por presentar un modelado de formas estructurales y forma parte de la unidad geomorfológica que constituye la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Las formas con expresión morfológica mejor representadas son los relieves tabulares, las crestas y las cuestas o *hog-backs*, en cuyos reversos se dan modelados estructurales de tipo *chevron*. Alguna de las fallas que afectan a los sedimentos mesozóicos tienen clara expresión morfológica dando lugar a pequeños escarpes que separan distintas litologías.

Las superficies de erosión que decapitan y arrasan las estructuras alpinas originan un relieve de tipo apalachiano. El encajamiento posterior de la red fluvial durante el Cuaternario, compartimenta esta superficie y da lugar a profundas gargantas y hoces de paredes verticales, formadas por los potentes bancos dolomíticos del Cretácico superior.

En las laderas de estas gargantas son frecuentes los depósitos coluviales con grandes bloques de calizas dolomíticas desprendidos de los escarpes verticales.

Sobre los sedimentos del Cretácico superior, arrasados por la superficie de erosión fundamental, se desarrolla un lapiaz estructural (*kluftkarven*), con apertura de los planos de diaclasado por disolución.

Son frecuentes las dolinas en cubeta y en embudo, las primeras con el fondo plano y un relleno de arcilla de decalcificación.

La edad de este Karst comienza en el Plioceno superior, siendo prácticamente inactivo en la actualidad.

En este primer dominio geomorfológico, la red fluvial sigue la dirección Norte-Sur fundamentalmente, a excepción del río Guadiela que entra en la hoja por su borde oriental con dirección E-O. En las márgenes de los principales cursos fluviales se localizan terrazas travertínicas. La terraza inferior tiene su base prácticamente a nivel del cauce actual, mientras que se desarrolla un segundo nivel de terrazas con su base entre los 20 y 25 mt sobre el cauce. Ambas terrazas corresponden a dos ciclos climáticos fríos.

El segundo dominio geomorfológico constituido por los sedimentos del Terciario que ocupan la mitad occidental de la hoja, forman parte de la Unidad geomorfológica de la Cuenca del Tajo, y más concretamente de la denominada Depresión Intermedia, entre la Sierra de Altomira y la Rama Castellana.

La disposición de los materiales del Neógeno es predominantemente horizontal, salvo en el ángulo NO de la hoja, en donde los sedimentos que colmatan la cuenca terciaria aparecen afectados por deformaciones recientes, que producen modificaciones importantes en el buzamiento de las distintas capas.

El área de este dominio está constituida básicamente por una meseta de bordes muy irregulares debidos a la acción remontante de la red fluvial. El escarpe de la meseta es muy neto y se genera como resultado de la acción de los fenómenos erosivos, sobre los materiales calizos que conforman la superficie del páramo. La existencia de varios niveles de calizas alternando con bancos detríticos, da lugar a que se generen modelados en mesas de dimensiones muy variables, así como replanos estructurales como consecuencia de la erosión diferencial.

Los materiales que se sitúan por debajo son de naturaleza detrítica fundamentalmente, aunque también aparecen niveles potentes de yesos. El

modelado de estos materiales que forman las laderas de la meseta del páramo, se ha realizado básicamente por el intenso ataque de la red fluvial, siendo frecuentes las zonas acavadas. El fuerte poder erosivo de los torrentes que inciden linealmente y con gran facilidad en estos materiales, trae como consecuencia el desmantelamiento de los depósitos de vertiente generados bajo circunstancias climáticas favorables.

Las diferentes formas encontradas en la Hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. Además de superficies de erosión anteriores se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad pliocena. Posteriormente tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio superior, de gran importancia morfogenética.








La fase principal de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve mediante sistemas de abanicos aluviales. Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con aparición de terrazas. Las zonas altas se vieron afectadas en las épocas frías del Cuaternario por la acción de fenómenos periglaciares y que en otras zonas se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la Hoja mereciendo cierta consideración los fenómenos de deslizamientos rotacionales y coluvionamiento en las márgenes de las hoces.



MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

-  CUESTAS HOG BACKS.
-  CUESTAS CON SENTIDO DE BUZAMIENTO
-  LÍNEA DE CAPA DURA
-  BARRAS O CRESTAS
-  CHIVRONS
-  RELIEVES TABULARES
-  FALLAS CON EXPRESIÓN MORFOLOGICA






SUPERFICIE DE EROSION

-  SUPERFICIE DE EROSIÓN FUNDAMENTAL
-  SUPERFICIE DEL PÁRAMO (TERCIARIO)




FORMAS KARSTICAS

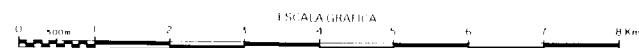
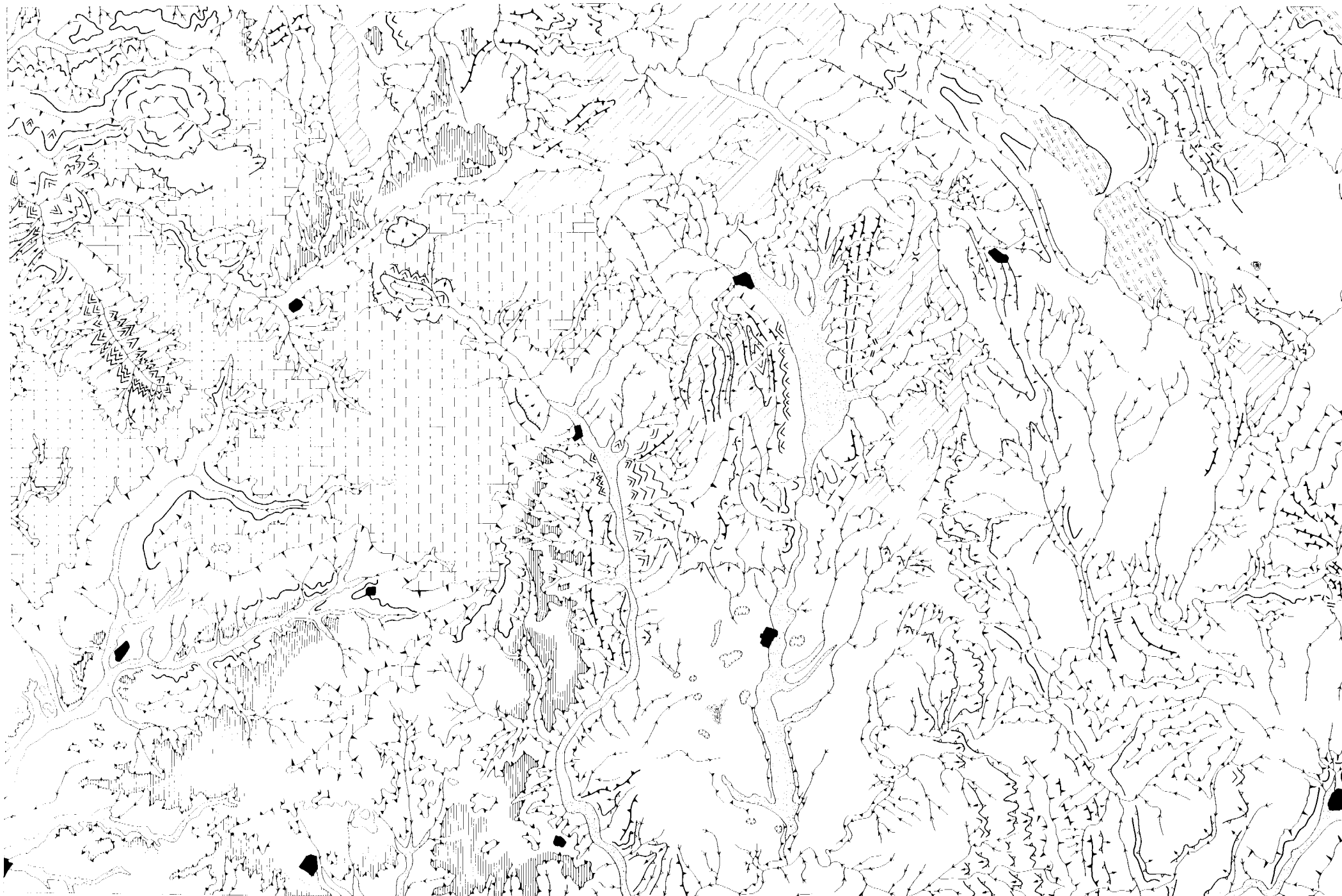
-  DOLINAS Y UVALAS
-  LAPIAZ ESTRUCTURAL Y PEQUEÑAS DOLINAS

MODELADO FLUVIAL

-  VALLE DE FONDO PLANO
-  BARRANCO DE INCISIÓN LINEAL
-  COLADO DE DIVERGENCIA FLUVIAL
-  RUPTURA DE PENDIENTE EN EL PERFIL LONGITUDINAL
-  LAGUNA

OTRAS FORMAS

-  ESCARPE ≥ DE 100 MTS..
-  ESCARPE < DE 100 MTS..
-  NÚCLEOS URBANOS



4. HISTORIA GEOLÓGICA

Con objeto de darle una mayor perspectiva regional, se han utilizado para la redacción de este capítulo los datos aportados en las hojas limítrofes así como los trabajos de VILAS et. al (1982) y CAPOTE et. al (1982). Así pues la Historia Geológica que resulta de los datos disponibles, en la hoja de Valdeolivias (538), se inicia en el Ciclo Alpino, ya que los materiales más antiguos que afloran pertenecen a la Fm. de Carniolas de Cortes de Tajuña, de edad Triásico sup.-Jurásico inf.

La transición Triásico-Jurásico tiene lugar durante la sedimentación de un conjunto dolomítico con evaporitas, en un ambiente perimareal hipersalino pasando a la Formación Calizas y Dolomias de Cuevas Labradas que se produce durante el Sinmuriense-Carixiense en un ambiente que evoluciona de submareal a supramareal, además de ir incrementándose paulatinamente la energía del medio en los últimos estadios de la sedimentación, para culminar con una interrupción sedimentaria como indica la presencia de superficies ferruginosas.

La sedimentación de las Formaciones Margas grises del Cerro del Pez, Calizas bioclásticas de Barahona y Margas y Calizas de Turmiel, de edad comprendida entre el Carixiense sup. y el Toarciense medio, tiene lugar en

un medio marino de plataforma, con salinidad normal que permite la presencia de abundante fauna marina, destacando por su interés paleoecológico la existencia de numerosas especies de ammonites.

Durante este mismo período se producen algunas discontinuidades energéticas en la sedimentación como indican los niveles detríticos de estas formaciones, además de la interrupción que señala la costra ferruginosa a techo de las calizas bioclásticas de Barahona.

Durante el Dogger comienza una etapa regresiva con disminución de los aportes detríticos y una tendencia a la somerización encontrándose superficies ferruginosas indicadoras de interrupciones en la sedimentación.

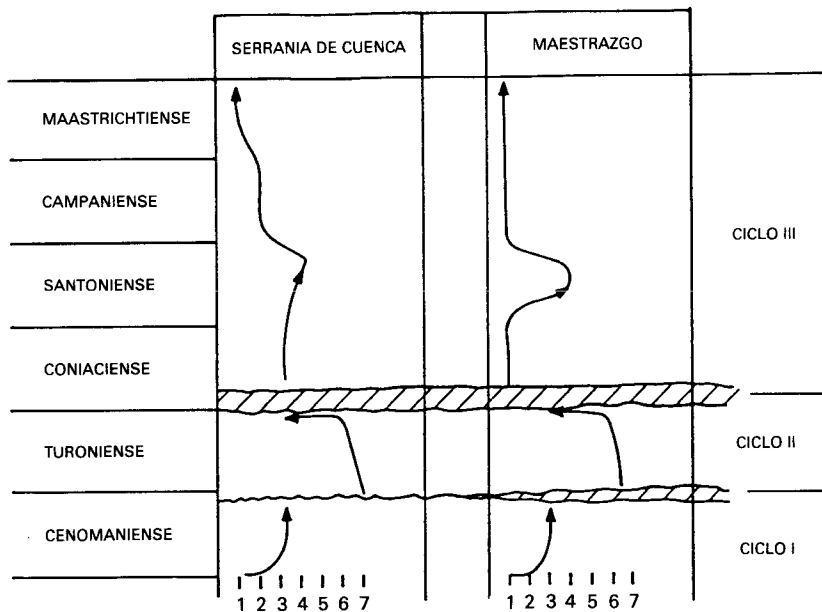
En el ámbito de la Hoja, no hay registros de los materiales que se pudieran haber sedimentado durante el tiempo transcurrido entre el Dogger y el Albiense ya que la fase Neokimérica ocasionó un suave plegamiento y un fuerte proceso erosivo que dismanteló los niveles superiores del Jurásico. Regionalmente se detecta también la formación de una serie de bloques hundidos de dirección general NO-SE que van a condicionar la sedimentación del Cretácico inferior.

En esta Hoja, situada al Noroeste del Surco Ibérico Suroccidental, no se encuentran registros del Cretácico Inferior anteriores a los depósitos detríticos de la Formación Arenas de Utrillas que descansan discordantes sobre la mayor parte de los distintos materiales Jurásicos aflorantes en la Hoja, y por lo general orlando las estructuras anticlinales de los mismos. Corresponden a depósitos fluviales de naturaleza silicoclástica, a que evolucionan hacia el techo a sedimentos clástico-carbonatados con clara influencia marina. Todo este proceso queda comprendido en el intervalo de tiempo, que va desde el Albiense inf. al Albiense sup.

Respecto al Cretácico superior se ha de tener en cuenta las siguientes consideraciones desde el punto de vista evolutivo. Estas consideraciones se refieren a la existencia en dicho período de dos grandes discontinuidades de carácter regional que implican falta de sedimentación y/o cambios importantes en los tipos de depósito, y que permite dividir la megasecuencia del Cretácico superior en dos grandes secuencias de evolución transgresiva-regresiva o también en tres ciclos evolutivos o secuencias deposicionales (Fig. 7).

La primera discontinuidad se sitúa a techo de la Formación de Dolomías de Villa de Vés, en el Cenomaniense superior-Turonense inferior y se manifiesta regionalmente mediante una *hardground*, fallas sinsedimentarias, etc. delimitando un ciclo inferior Cenomaniense (s.l.) de otro superior Cenomaniense-Turonense.

La segunda discontinuidad se sitúa en el Turonense superior e implica, regionalmente, al menos una falta de sedimentación durante el Turonense superior y Coniacense basal o inferior. Se manifiesta mediante un *hardground*



- | | |
|-----------------------------|-----------------------|
| 1- CONTINENTAL (AGUA DULCE) | 5- PLATAFORMA INTERNA |
| 2- SABKA EVAPORITICA | 6- "BARRERA" |
| 3- LLANURA DE MAREA | 7- PLATAFORMA EXTERNA |
| 4- LAGOON | |

Fig.7.- Esquema aproximado para la evolución de los ciclos del Cretácico superior

carstificación, brechificación etc. que separa el ciclo Cenomaniense-Turonense del ciclo Senoniense que se desarrolla durante el resto de la serie del Cretácico superior.

A partir del Albiense superior y durante el Cenomaniense inferior se instala un período de transgresión marina, que se inicia con la aparición sobre los depósitos silicoclásticos de la Fm. de Arenas de Utrillas, de niveles margosos y calcareníticos que incluyen fauna marina.

El ciclo Cenomaniense propiamente dicho se inicia a escala regional con la generalización del medio marino, mediante la aparición de extensas llanuras de marea, carbonatadas, en las que se dejan sentir las influencias continentales con aportes terrígenos arenosos que progresivamente decrecen dando paso a los carbonatados autóctonos, que se organizan en ciclos de somerización. La secuencia transgresiva no muestra un importante aumento de la profundidad, instalándose una plataforma somera. A techo de la unidad se provoca una interrupción sedimentaria que marca el límite superior del ciclo.

Es en el Turonense, donde se alcanza el máximo en la transgresión marina, así como el inicio del proceso inverso. En este período de tiempo, los carbonatos se depositan en plataforma externa, oxigenada y con abundancia de organismos constructores (edificios coralinos, rudistas, etc.). Este período muestra una evolución transgresiva-regresiva que en el aspecto sedimentológico viene marcado por la instalación en primer lugar de una rampa carbonatada que sufre procesos de basculamiento y profundización, originando así la entrada marina en un ambiente de plataforma externa, con libre circulación por lo que motiva la aparición de fauna plactónica.

Después de este estadio se modifica la estructuración de la plataforma mediante la instalación y progradación de un conjunto de barreras discontinuas formado por barras litorales y *mounds* arrecifales. Este estadio supone una etapa regresiva que culmina con una somerización a medios submareales tranquilos e intermareales a techo. Una nueva interrupción sedimentaria afectada por emersión, carstificación y brechificación señala el límite superior del ciclo y finalización del Turonense.

En esta parte de la Cordillera Ibérica, no se ha registrado paleontológicamente el tránsito del Turonense superior al Coniacense por lo que se admite la existencia de una laguna estratigráfica que comprendería total o parcialmente el intervalo citado. Dicho esto, la base del Senoniense se inicia con unas brechas con las que se reanuda un nuevo ciclo transgresivo que evoluciona a una nueva plataforma carbonatada que alcanzaría su máximo transgresivo durante el Santoniense.

En el aspecto evolutivo, al igual que el anterior ciclo Senoniense muestra una evolución transgresiva-regresiva. La parte transgresiva del ciclo se desarrolla durante el Coniacense y Santoniense en un contexto de plataforma

interna. El máximo transgresivo, que regionalmente se sitúa en el Santoniense superior con los niveles de *Lacazina*, aparece aquí ligeramente atenuado y representado por la facies submareales con Rudistas y Foraminíferos. La etapa regresiva se inicia, posiblemente, durante el final del Santoniense con las primeras señales de emersión y continúa durante el Campaniense, con medios aridos e hipersalinos y posteriormente durante el Maastrichtiense e inicios del Paleoceno con medios continentales de agua dulce, fluviales y de áreas lacustres que ocasionalmente pueden presentar etapas de mayor aridez (Fm. Margas, Arcillas y Yeso de Villalba de la Sierra).

Al iniciarse el Paleoceno, persisten las mismas condiciones de sedimentación que las que caracterizaban el Cretácico terminal y se conforman cuencas individualizadas que dan lugar a conjuntos litológicos característicos según los factores ambientales que ejercieron mayor predominio.

Al producirse los primeros movimientos de la Orogenia Alpídica, durante el Eoceno inferior a medio, se incrementó de forma notable la acumulación de sedimentos detríticos gruesos hasta que en el Oligoceno superior, coincidiendo con las interrupciones de los movimientos Alpídicos, se instalan las facies de colmatación de estas cuencas como lo evidencian los depósitos lacustres en forma de calizas de algas, oncolíticas, etc.

Durante el Oligoceno se detectan deformaciones (Fase Castellana de VILAS y PÉREZ GONZÁLEZ, 1971) que dan lugar a etapas, durante el Oligoceno superior-Mioceno basal, en las que el ciclo sedimentológico se inicia de nuevo con aportes a las cuencas de materiales detríticos groseros preferentemente procedentes de los relieves hercínicos y mesozoicos situados al norte de esta Hoja. Al tiempo que se van acumulando estos materiales, se registran basculamientos que implican pequeñas deformaciones que se atribuyen a la fase Neocastellana. AGUIRRE et al (1976).

Durante el Mioceno medio al superior, se instalan cuencas sedimentarias de mayor entidad (Fosa del Tajo); en ellas continúa la sedimentación detrítica, con aportes de materiales gruesos en sistemas de abanicos aluviales procedentes de los relieves septentrionales y con direcciones preferentes N-S. Estos aportes culminan con la instauración generalizada de un régimen lacustre como lo demuestra la existencia del nivel carbonatado del Mioceno superior y que aflora dentro de la Hoja estudiada.

Durante el Mioceno superior-Plioceno, se instala un sistema netamente fluvial (Sistema Fluvial Intramioceno) de gran extensión que cubre y erosiona los materiales carbonatados del Mioceno superior. Estos materiales detríticos procedentes de relieves alejados (paleozoicos), posiblemente son coetáneos a los depósitos de tipo Raña en zonas más septentrionales y fuera del área del estudio. Por encima de este sistema vuelve a generalizarse un ambiente lacustre que dá origen a la denominada "caliza del páramo" que adquiere un gran desarrollo dentro y fuera de la Hoja estudiada.

Durante el Cuaternario, comienza la instalación de la actual red hidrográfica y su encajamiento progresivo (Hoz del Guadiela), como lo evidencian la existencia de numerosas terrazas fluviales, al igual que numerosas superficies de erosión, rellenas por depósitos con morfología de abanico aluvial. Estos depósitos, que pertenecen a los primeros estadios de la sedimentación cuaternaria, son posteriormente disectados por una incipiente red fluvial que en la actualidad se está desarrollando (Valle de Alcántud).

5. GEOLOGÍA ECONOMICA

5.1. MINERÍA Y CANTERAS

En la hoja de Valdeolivas (538) son inexistentes las labores mineras, de minerales metálicos y tampoco se han reconocido indicios minerales.

En lo concerniente a minerales no metálicos se han registrado varias canteras de calizas y dolomía ya abandonadas que se explotaron para su utilización como áridos y zahorra en la construcción y mejora de la red viaria de la zona.

En el angulo suroccidental, en los términos de Salmerón y Valdeolivas hay varios sondeos de investigación de Uranio realizados por Enusa en 1982 en los que se investigaban los canales arenosos de la unidad arenas, arcillas y conglomerados (16).

5.2 HIDROGEOLOGÍA

La zona se encuadra en el Sistema Acuífero nº 18 del Mapa de Sistemas Acuíferos de España (ITGE) y soporta una precipitación media anual en torno a los 650 mm.

Está drenada por parte de subcuencas que vierten directamente al Río Tajo y a sus afluentes, Arroyo Valpinosa, Vallejo Escalerón, Rambla Villanueva, Arroyo Garigay, Arroyo de la Vega, Río Vindel y el Río Guadiela que es el curso fluvial de mayor importancia y que drena toda la red fluvial localizada en la mitad meridional de la Hoja. Tan solo la subcuenca del Río Alcantud, también afluente del Guadiela, está íntegramente representada dentro del marco de esta Hoja.

En el año 1985 (fecha de ejecución de esta Hoja geológica) no existen obras hidráulicas dignas de mención y tan solo en el Río Guadiela, al Sur de la Hoja, en el P.K. 26,5 de la C.C. de Priego a Alcantud hay una estación de registro de caudales de la C.H. del Tajo.

La alta permeabilidad por fisuración y disolución de las formaciones calco-dolomíticas del Jurásico y del Cretácico caracteriza hidrogeológicamente la zona oriental y explica la presencia de tramos en estas formaciones donde la Karstificación alcanza un desarrollo notable.

El nivel impermeable regional lo constituye las arcillas del Keuper, mientras que los niveles margo-arcillosos tales como las Fms. de Margas del Cerro del Pez (3) y Margas y Calizas de Turmiel (4) y los niveles arcillosos de la Fm de Arenas de Utrillas (6) son niveles impermeables que facilitan la existencia de acuíferos colgados que la red de fracturas pone en conexión frecuentemente.

El nivel de base regional se estima que está entre los 800 y 900 m.s.n.m. ya que la red de drenaje está muy encajada y es frecuente la presencia de calco-dolomías no saturadas con espesores considerables.

En la Serranía de Cuenca no hay sondeos para la captación de aguas a excepción del realizado para el abastecimiento de El Pozuelo y que emboquillado en el Cenomaniense (7) explota el acuífero colgado de las arenas de las facies Utrillas. Los manantiales y fuentes se localizan fundamentalmente en el contacto de los niveles margo-arcillosos con los suprayacentes carbonatados y arenosos.

Las unidades de yesos, calizas y margas (11), de calizas, conglomerados y margas (12) y de conglomerados arcillas rojas (15) que se apoyan sobre los términos superiores del Cretácico en la zona oriental, tiene unas características específicas que son más asimilables a las de las unidades que forman la zona occidental.

Esta zona está ocupada por materiales de edad post-Santonense, con espesores que superan en general el centenar de metros y que son semi-permeables por porosidad, con interés hidrogeológico regional reducido.

Constituyen acuíferos multicapa con permeabilidad variable en función de la granulometría y de los distintos grados de compactación y cementación de los niveles arenosos.

Las áreas de borde, en donde las series cretácicas subyacentes se

encuentran próximas, presentan mayores perspectivas en cuanto al desarrollo de los acuíferos, si bien los yesos, especialmente abundantes en estas áreas, suponen un inconveniente para la calidad de las aguas.

Los materiales calco-margosos del Mioceno son permeables por fisuración y se comportan como acuíferos colgados.

6. BIBLIOGRAFÍA

- ADELL, F.; LENDINEZ, A.; MARTÍNEZ, F.; TENA-DAVILA, M. (1979).- "Memoria y Hoja Geológica nº 513 (Zaorejas) Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Segunda Serie)" *ITGE* Madrid.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ, M.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976).- "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trabajos Neog-Cuaternario (C.S.I.C. Madrid)*. 5. pp. 7-29.
- ALVARO, M. (1975).- "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica)". *Estudios Geológicos*, núm. 31, pp. 241-248.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).- Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. 14:174-177.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1978).- La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. Min.* 89:114122

- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J.J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUÍZ, P.; ROSELL, S.; SOPEÑA, A.; YEBENES, A. (1982).- "Evolución Sedimentológica y Tectónica del Ciclo Alpino en el Tercio Noroccidental de la Rama Castellana en la Cordillera Ibérica" *Temas geológicos Mineros. t.5, 2 vol. ITGE. Madrid.*
- DÍAZ MOLINA, M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1979).- "El Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía". *Estudios Geológicos. n° 35 pp. 149-167.*
- DÍAZ MOLINA, M.; BUSTILLO, A. (1985).- "Thé fluvial Sand of the Loranca basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated Gypsum with chert". *I.A.S. Lérida. Excursión n° 4 pp. 149-185. 6° Europ. Reg. Meeting*
- GÓMEZ, J.J. y BABIN, R. (1973).- Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de sot de Chera Cordillera Ibérica, provincia de Valencia). *Estd. Geol., 29:381-388.*
- GÓMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).- "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatas, del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos.*
- GOY, A; GÓMEZ, J.J.; YEBENES, A. (1976).- "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas". *Estudios Geológicos, vol. 32, pp. 391-423.*
- GUTIERREZ, E. y ROBLES, F. (1976).- "Bioestratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca)". *Montpellier, vol. 2, núm. 2, pp. 2-17*
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F y BURKE, K. (1974).- Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from great slave lake, Canada. *Bull. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ. 19:38-35.*
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974).- *Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica y Baleares. ITGE.*
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y otros (1985).- " Approach to the spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation". *Congreso del Neogeno Mediterraneo. R.M.N.G.S. Budapest.*
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1971). Tertiary and Quaternary of the Plateu of New Castilla. *Amer. Geol. Inst. Tenth. Inter. Field. pp. 225-241.*

- SIMÓN, J.L. (1980).- Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 15 (I):137-140.
- SIMÓN, J.L. (1982).- *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doct. Univ. Zaragoza. 501 pp.
- VIALARD, P. (1973).- Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale. *Thèse Université Paul Sabatier. Toulouse*, ° 445 p.
- VILAS MINONDO, L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1971).- Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 69:103-114.
- VILAS, L. et al (1982).- "El Cretácico de la Ibérica Suroccidental" *El Cretácico en España*. Universidad Complutense de Madrid. pp. 457-514.