

**STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA
VOLUMEN ESPECIAL 5**

**PALEOGEOGRAFIA DE LA
MESETA NORTE DURANTE EL
TERCIARIO**

EDITOR:

C. J. DABRIO (Madrid)

EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1989

MEGASECUENCIAS SEDIMENTARIAS DEL TERCIARIO DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZAN (SORIA-ZARAGOZA)

I. Armenteros¹, C. J. Dabrio², R. Guisado¹ y A. Sánchez de Vega¹

RESUMEN.- El análisis sedimentológico y estratigráfico de los sedimentos terciarios ligados al frente de sierra de la Cordillera Ibérica adyacente a la Cuenca de Almazán ha permitido definir e interpretar 19 unidades litoestratigráficas que se agrupan en 5 unidades tectosedimentarias (UTS) definidas a partir del establecimiento de rupturas sedimentarias y de acuerdo a criterios de polaridad geométrica y sedimentaria. A lo largo de la sucesión terciaria se reconocen diferentes asociaciones de facies correspondientes a medios aluviales y lacustres. Los ambientes aluviales están representados por sistemas de abanicos aluviales y fluviales enraizados en el frente de sierra oriental. Presentan paleocorrientes dirigidas, en general, hacia el sector comprendido entre el SSE y el O. La evolución espacial de los sistemas aluviales está estrechamente ligada a la variación del diastrofismo en el borde de cuenca y es el factor condicionante en el establecimiento, distribución y traslación de los sistemas lacustres. Teniendo en cuenta la posición estratigráfica relativa de las diferentes unidades, los datos paleontológicos y la correlación de las rupturas sedimentarias mayores con otras definidas a nivel regional, se distinguen varios hechos principales: (A) Existe una ruptura sedimentaria muy próxima al límite Cretácico/Paleoceno que se extiende probablemente hasta el Eoceno Medio/Superior, momento en el que se reanuda en esta zona la sedimentación de la UTS 1 mediante dispositivos aluviales. (B) Las UTS 2 y 3 están separadas por una gran ruptura sedimentaria cuando tuvo lugar una reactivación general de los sistemas aluviales a lo largo del borde. Este episodio se correlaciona con la fase tectónica Castellana (Intraoligoceno). (C) A techo de la UTS 4 se reconoce otra ruptura que se relaciona con la fase Neocastellana (Post-Ageniense Superior).

PALABRAS CLAVE.- Abanicos aluviales, fluvial, lacustre, Unidades tectosedimentarias, Paleógeno, Neógeno, Cuenca de Almazán, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT.- Lithostratigraphic and sedimentological studies of Tertiary sediments filling the Almazan Basin along the sierra front of the Iberian Range led to distinguish 19 lithostratigraphic units included into 5 Tectosedimentary Units (TSU). Facies associations along the stratigraphic succession correspond to alluvial and lacustrine sedimentary environments that evolved in space and time in response to the changing diastrophism of the margin of the basin. Several main facts are deduced: (A) there is a major sedimentary discontinuity that lasted since (approximately) the limit Cretaceous-Tertiary until Middle-Upper Eocene when sedimentation of TSU 1 began. TSUs 2 and 3 are separated by a large discontinuity punctuated by reactivation of the alluvial systems along the sierra front. It is correlated to the Intra-Oligocene Castillian tectonic phase. (C) TSUs 4 and 5 are separated by another major discontinuity correlated to the Neocastillian (post Upper Agenien) tectonic phase.

KEY WORDS.- Alluvial fan, fluvial, lacustrine, Tectosedimentary Units, Paleogene, Neogene, Almazan Basin, Iberian Range.

Tabajo realizado dentro del Proyecto CICYT PR 84-1113 del que forman parte los autores.

1.- Departamento de Geología (Estratigrafía). Facultad de Ciencias. Universidad. 37008-Salamanca.
2.- Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040-Madrid..

INTRODUCCION

En el borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria y Zaragoza), aflora, formando una franja adosada a la rama occidental de la Cordillera Ibérica (Fig.1), una potente sucesión de edad terciaria constituida por depósitos siliciclásticos y carbonatados que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales y lacustres en la vecindad de un frente de sierra, activo durante buena parte del Terciario (GUISADO *et al.*, 1987). Esta circunstancia determinó una variedad relativamente grande de facies sedimentarias y su plegamiento progresivo, dando como resultado una arquitectura estratigráfica complicada cuyas relaciones mutuas no siempre son fáciles de determinar.

GUISADO (1987) estableció 10 unidades litoestratigráficas terciarias entre Almazul y Deza, a lo largo de dicho borde. Por su parte, GUISADO *et al.* (1988) describen e interpretan 8 unidades paleógenas para la misma zona. Al sur de ésta, siguiendo el borde de cuenca terciaria, SANCHEZ DE VEGA (1988) describió 10 unidades en el Terciario continental entre Deza y Alhama de Aragón, cinco de ellas paleógenas y otras cinco neógenas.

La consideración de estos trabajos en conjunto y la incorporación de nuevos datos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la litoestratigrafía y la evolución tectosedimentaria terciarias del borde oriental de la Cuenca de Almazán. Para el estudio de la evolución sedimentaria del registro terciario se han tenido en cuenta los trabajos de MEGIAS (1982) y GONZALEZ *et al.*, (1988) sobre el análisis tectosedimentario de cuencas continentales, con el fin de organizar el presente entramado estratigráfico en unidades tectosedimentarias caracterizadas por una determinada polaridad sedimentaria y geométrica.

En la exposición de las diferentes unidades que sigue a este apartado, se hará mención de las facies integrantes en forma simbólica. Los símbolos de las facies así como su descripción e interpretación resumidas son recogidos en la Tabla I. Para las facies aluviales se han seguido las ideas de MIALL (1978) y para las facies carbonáticas se han aplicado las propuestas de FREYTET (1973) y FREYTET y PLAZIAT (1982) con ligeras modificaciones.

U.T.S. 1 (Eoceno Medio-Superior).

Está integrada por varias unidades litoestratigráficas (U.L.E.) que corresponden al depósito de abanicos aluviales, fluviales y lacustres (Fig. 2). El complejo entramado de U.L.E. responde al control ejercido por la actividad del frente de sierra, situado al este, sobre los medios aluviales. La evolución de estos influye, a su vez, en la distribución de los medios lacustres asociados. Se dispone discordante sobre el Cretácico Superior (¿Paleoceno?) y aflora según una franja adyacente a este último (Figs. 1, 2 y 3). En conjunto, define una megasecuencia positiva que comienza con medios fluviales conglomeráticos y acaba en medios lacustres (sector meridional) o en medios fluviales distales (sector septentrional) (Fig. 2).

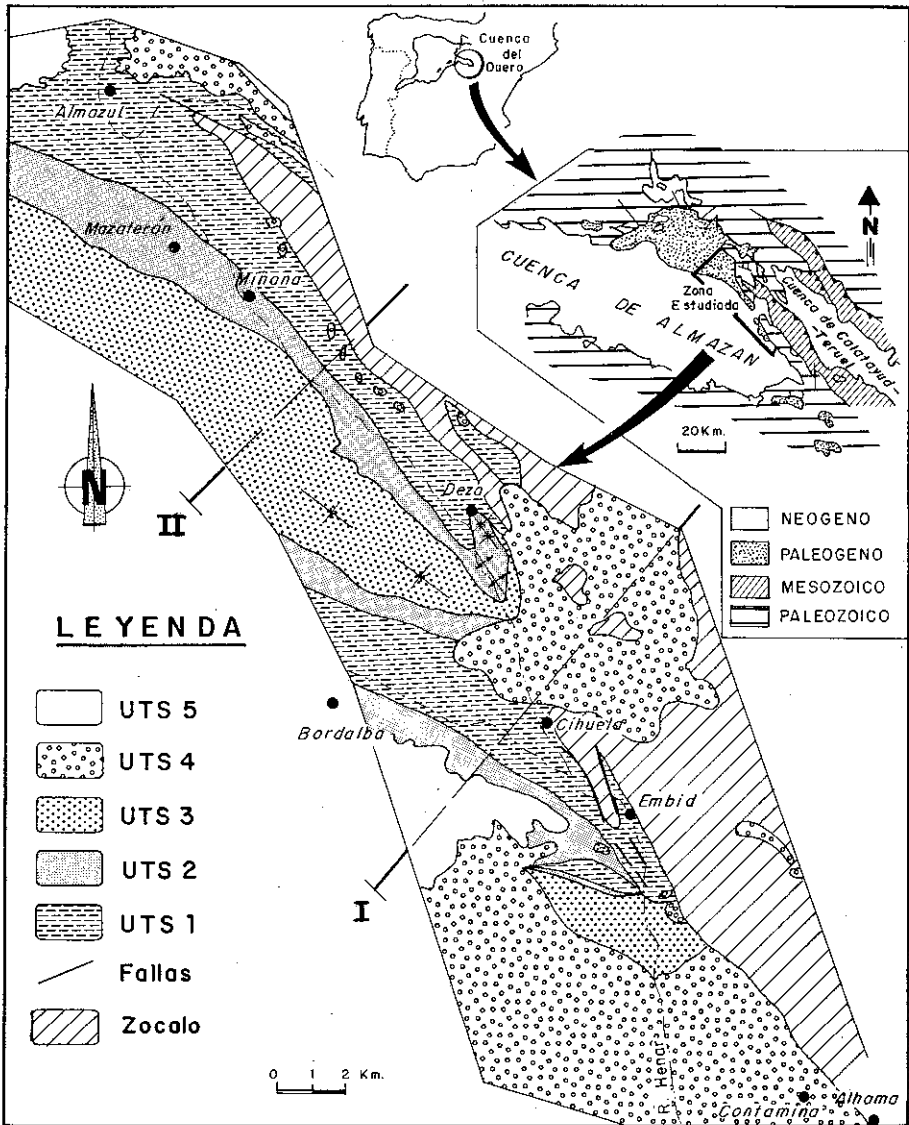


Figura 1. Situación del área estudiada y cartografía geológica de las UTS reconocidas en este borde de cuenca. I y II señalan respectivamente los cortes representados en la figura 3. Cartografía inédita según GUIASADO (1987) y SANCHEZ DE VEGA (1988).

Figure 1.- Location map of the studied area and geologic map of the distinguished TSU based on unpublished maps by GUIASADO (1987) and SANCHEZ DE VEGA (1988). I and II indicate cross-sections in figure 3.

TABLA I

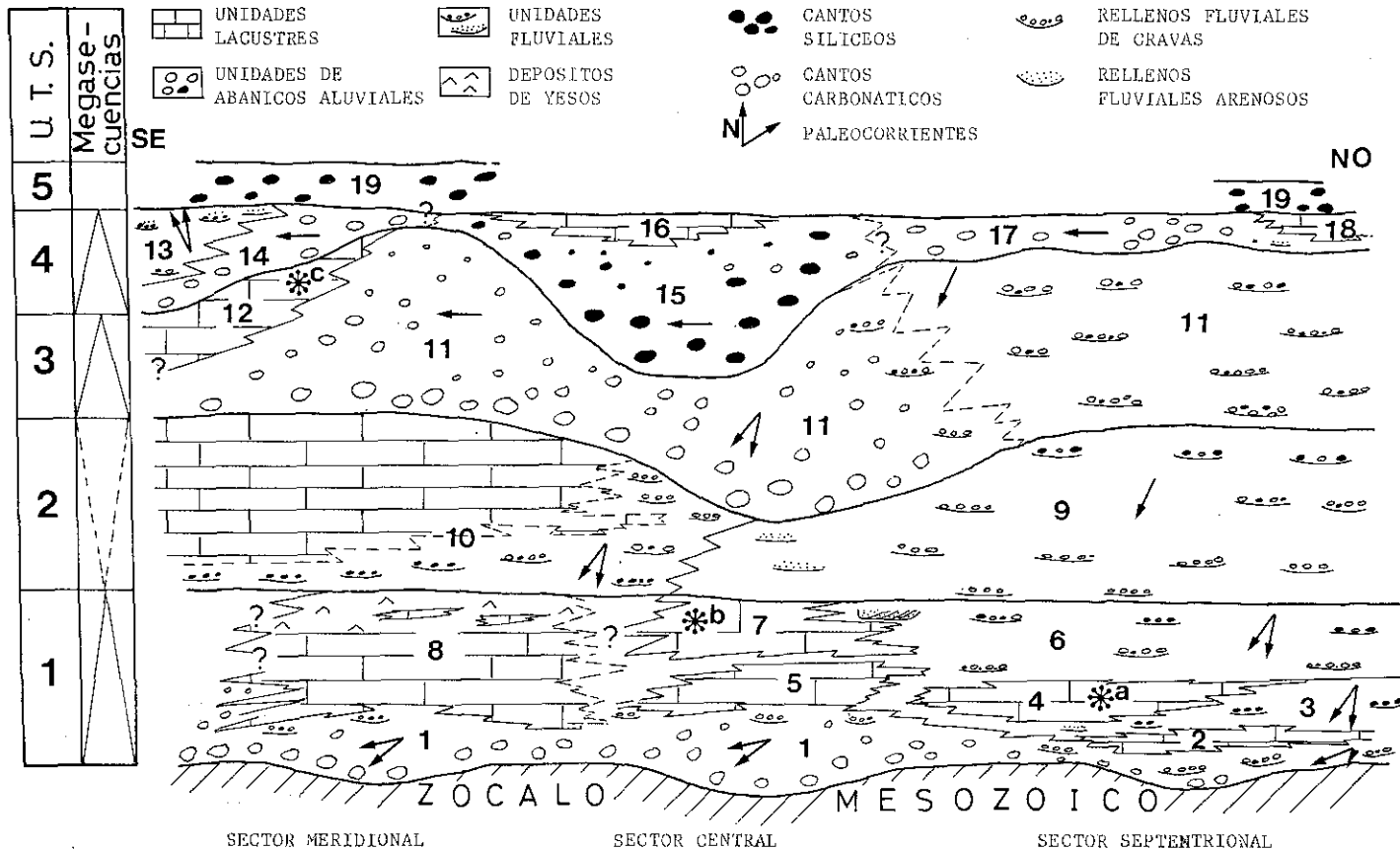
SIMBOLO	DESCRIPCION	INTERPRETACION
Gms	Paraconglomerados.	Flujos de transporte en masa.
Gm	Gravas con estratificación subhorizontal difusa.	Barras longitudinales.
Gt	Gravas con estratificación cruzada en surco.	Relleno de depresiones.
Gp	Gravas con estratificación cruzada planar.	Migración de barras.
Sh	Arenas con estratificación horizontal.	Lecho plano de bajo régimen de flujo.
St	Areniscas con estratificación cruzada en surco.	Relleno de depresiones y migración de megaripples de cresta sinuosa.
Sp	Arenas con estratificación cruzada planar.	Migración de megaripples y barras de crestas rectas.
Sl	Arenas con estratificación cruzada tendida.	Relleno de depresiones suaves en flujos someros
Fm	Lutitas masivas pardorrojizas.	Desbordamientos, disminución de flujo.
C	Facies carbonática con estructura masiva, nodular, prismática, laminar.	Acumulación de carbonato secundario por epigénesis y (o) por desplazamiento. Se asocia con etapas sin depósito.
L	Lignitos.	Medios palustres.
Fv	Lutitas verdes.	Lacustre abierto.
Ct	Calizas travertínicas.	Lacustre marginal en relación con corrientes fluviales.
O	Oncocalcarenitas.	Fluviolacustre.
Cm	Calizas micríticas.	Medios lacustres de baja energía.
M	Marga.	Idem.
Mo	Margas oscuras.	Lacustre con estancamiento en el fondo.
Gi	Calizas grumoso-intraclásticas.	Lacustre marginal y (o) somero sometido a emersión.
Bn	Calizas brechificadas y nodulizadas.	Idem anterior.
Bm	Biomicitas.	Lacustre abierto y somero.
Ay	Margas y calizas con yesos intersticiales.	Charcas en llanuras de inundación de medios fluviales.

La más antigua de ellas es la **Unidad de El Hocino** (GUISADO, 1987) (Fig. 2, nº. 1) que se apoya en discordancia (a menudo visible sólo como disconformidad) sobre los materiales carbonatados correspondientes a diferentes unidades del Cretácico Superior (Formación Santo Domingo de Silos y Fm. Sierra de la Pica, FLOQUET *et al.*, 1982).

(En la página siguiente:)

Figura 2. Unidades tectosedimentarias terciarias reconocidas en el frente de sierra de la Cordillera Ibérica asociado al borde oriental de la Cuenca de Almazán. 1 a 19 son las unidades litoestratigráficas, descritas en el texto. **UTS 1:** 1) Unidad de El Hocino; 2) U. Carbonática de El Barranquillo; 3) U. Detrítica de Almazán; 4) U. Carb. de Mazaterón; 5) U. Carb. Inf. de Deza; 6) U. Detrítica Inf. de Miñana; 7) U. Carb. Sup. de Deza; 8) U. Carb. de Cihuela. **UTS 2:** 9) U. Detrit. Sup. de Miñana; 10) U. Detrit. Carb. de Valdeurtado. **UTS 3:** 11) U. Detrit. Mazaterón-Serón de Nágima; 12) U. Carb. de Cetina. **UTS 4:** 13) U. Detrit. de Cetina; 14) U. Detrit. de Contamina; 15) U. Detrit. Roja de Cihuela; 16) U. de Fangos Carbonatados y Calizas de la Granja de Mazaleta; 17) U. Conglomerática de las Muelas; 18) U. de Fangos Carbonatados y Calizas del Campillo. **UTS 5:** 19) U. Conglomerática Silíceo. A, B y C son respectivamente los yacimientos fósiles de Mazaterón, Deza y Cetina de Aragón.

Figure 2.- TSU (UTS) recognized along the sierra front of the Iberian Range towards the Almazán Basin. 1 to 18. U: unit; Carb.: carbonate; Det.: detrititic; Caliza: limestone; fangos: mudstones; Rojo: red. Gyssements of fossils: A, Mazaterón; B, Deza; C, Cetina de Aragón.



La discordancia podría relacionarse con la fase de plegamiento que DIAZ MOLINA (1974) y CAPOTE (1983) sitúan entre el Cretácico y el Eoceno en la Cordillera Ibérica. Bajo esta discordancia se observan diversos rasgos cársticos y, sobre todo, horizontes complejos de caliche (véase ARMENTEROS, en este volumen). En el sector central la superficie de discordancia es profundamente erosiva, reconociéndose paleovalles. Más hacia el norte el contacto no se observa porque está tectonizado.

La unidad representa la unión de varias morfologías lenticulares de gran escala. Destacan tres máximos de espesor en los alrededores de Embid de Ariza, algo al norte de Deza y en la zona de Almazul, donde se observa muy mal por la naturaleza tectónica de los contactos. Los materiales de la unidad forman una megasecuencia granodecreciente de espesor variable. En el tercio inferior, son conglomerados heterométricos que incluyen bloques de hasta dos metros de diámetro procedentes de la erosión de rocas carbonáticas, que suelen rellenar paleovalles. Las secuencias de facies son del tipo [Gms \rightarrow Gms/Fm \rightarrow C] y se interpretan como transporte en masa (asimilables a *debris flow* y *mud flow*) que, teniendo en cuenta la cercanía al paleorrelieve, se atribuyen a las partes proximales de abanicos aluviales.

El resto de la Unidad corresponde a depósitos lutítico-arenosos, interpretados como una sucesión fluvial. Está constituida por rellenos de canales (la relación espesor/anchura es 1/20) y por facies de desbordamiento, caracterizados por secuencias granodecrecientes de 2 a 3 metros de espesor: [Gm \rightarrow Sm \rightarrow Fm], [Gm \rightarrow Gt \rightarrow Sm] y [Gp \rightarrow Sm]. Los cantos son redondeados y los centiles pueden alcanzar localmente los 90 centímetros. Tanto la proporción de facies de relleno de canal como el centil decrecen hacia arriba. Las paleocorrientes muestran flujos hacia el O y SSO.

El conjunto de la Unidad registra el depósito de abanicos aluviales cuyo centil disminuye rápidamente en el tiempo a la vez que aumenta la canalización y la proporción de los niveles lutíticos y de caliche propios de llanura de inundación. Es de destacar la presencia de costras laminares en torno a los cantos de la parte inferior de la unidad.

Consideramos que los materiales terciarios más antiguos visibles en la zona de Almazul forman parte también de la Unidad de El Hocino pues la litología, área fuente y posición estratigráfica son similares; sin embargo, contienen facies distintas de las características de esta unidad, observándose facies fluviales relacionadas con un sistema aluvial, producto asimismo de la primera actividad tectónica que originó el comienzo del ciclo enteramente paleógeno (para GUIADO *et al.*, 1988 formaban parte de la Unidad de Almazul).

Las secuencias de relleno de canal más características en este sistema son [Gm \rightarrow St \rightarrow Sm] y [Gm \rightarrow Gt \rightarrow St \rightarrow Sm]. Las secuencias de llanura de inundación son de tipo [Fm \rightarrow M] y [Fm \rightarrow M \rightarrow Ay/Bn] y en sus intervalos margosos contienen Selvinales, algas acuáticas flotantes enraizadas en el fondo. Las facies Bn y Ay aparecen como intercalaciones de espesor centimétrico y varios metros de continuidad lateral. Además se encuentran facies asimiladas a *crevasse-splay* donde las secuencias son del tipo: [Sm/Sr/SI \rightarrow Fm].

Se interpreta que corresponden al depósito de un sistema fluvial proximal de red trezada procedente de un área madre mesozoica carbonatada y que fluía hacia el SO y SSO.

Es aquí, en el extremo norte del área estudiada, donde a techo de esta unidad afloran margas, calizas palustres y caliches que GUISTADO *et al.*, (1988) denominaron, **Unidad Carbonática de El Barranquillo** (Fig. 2, nº 2). Estos carbonatos no afloran en buenas condiciones pues aparecen cerca de un cierre perianticlinal fallado, aunque se pueden estudiar bien 1.5 km al este de Almazul, algo al sur de la carretera a La Quiñonería.

Las facies más representativas de estos niveles carbonáticos son las calizas con rasgos palustres (brechificación y nodulización) que contienen restos fósiles (ostrácodos, gasterópodos y algas filamentosas). Se interpretan como depósitos de lagunas someras carbonáticas, sometidas a frecuentes exposiciones subaéreas. Estos medios se ligan a las zonas marginales del sistema fluvial trezado que se describió antes en el sector norte y deben su origen a un cambio del depocentro sedimentario de dicho sistema.

Además de estos abanicos aluviales de área madre mayoritariamente mesozoica se desarrollaron otros que drenaban áreas de rocas siliciclásticas paleozoicas y triásicas y fluían hacia el S y SO. Estos depósitos afloran principalmente en el cierre periclinal de Almazul, al norte de la zona, y constituyen la **Unidad Detrítica de Almazul** (GUISTADO *et al.*, 1988), (Fig. 2, nº 3).

Los depósitos de esta unidad se pueden agrupar en un gran cuerpo sedimentario de morfología lenticular que rellena la depresión topográfica que separaba los abanicos de la Unidad de El Hocino entre Deza y Almazul y que, en consecuencia, se apoya sobre ambos disminuyendo progresivamente de potencia (Fig. 2, nº 3). Se compone, por orden de importancia, de lutitas, arenas y conglomerados procedentes de un área fuente siliciclástica que se ordenan en una megasecuencia estrato y granodecreciente de unos 250 m de espesor visible. Los materiales de grano grueso aparecen en cuerpos de morfología canalizada, cuyo tamaño de grano medio disminuye hacia el sur, y cuyas secuencias de relleno de canal más frecuentes son: [Gm \rightarrow Sm] y [Gm \rightarrow Sl \rightarrow Sm/Sr]. El fuerte encostramiento y la bioturbación suelen enmascarar o borrar las estructuras sedimentarias primarias. Los materiales finos son los dominantes y constan de lutitas masivas rojas o abigarradas que, localmente, están bioturbadas o carbonatadas. En las lutitas se intercalan capas de arena poco potentes con secuencias de [Sm/Sr/Sh \rightarrow Fm] que se interpretan como depósitos de desbordamiento o *crevasse-splay*. Esta unidad representa un depósito fluvial de red trezada más distal que la de los anteriores, con flujos de componente sur (desde SO a SSE) y cuyas áreas fuentes serían los materiales siliciclásticos triásicos y paleozoicos.

La evolución del sistema está marcada por una expansión progresiva hacia el norte y el sur que produce un traslape de los cuerpos adyacentes de El Hocino (Fig. 2, nº 3). Forma una megasecuencia positiva que registra un progresivo aumento de las facies lutíticas de llanura de inundación. En su parte superior y hacia el sur, pasa a la **Unidad Carbonática de Mazaterón**, la cual es expansiva sobre ella, llegando a recubrirla (Fig. 2, nº 4). La Unidad de Mazaterón se localiza en el sector septentrional, y está formada por

depósitos lutíticos y carbonatos que alcanzan un espesor máximo de 100 metros al este de Mazaterón (GUISADO *et al.*, 1988).

Las secuencias características de esta unidad comienzan con facies Fm, seguidas por carbonatos que suelen formar secuencias de somerización. La secuencia ideal, no siempre completa, consiste en margas más o menos oscuras, biomicritas o micritas y calizas grumoso-intraclásticas [M/Mo \rightarrow Bm/Cm \rightarrow Gi]. En muchos puntos presenta rasgos de exposición (hidromorfismo, rizolitos, estructuración prismática, nodulización y nódulos de yeso lenticular mesocristalino) y entonces la secuencia consiste en [M/Mo \rightarrow Bn]. La sucesión de ambientes correlativa de esta secuencia da comienzo con una inundación fluvial (Fm) a la que sigue el establecimiento de un medio lacustre carbonático somero (M/Mo, Bm/Cm, Gi), que suele acabar con la implantación de medios palustres generalizados (Gi, Bn) a consecuencia de la colmatación. La repetición de las secuencias se relaciona probablemente con pequeñas subsidencias periódicas y (o) con periódicos influjos fluviales. Estos ambientes corresponderían a una llanura de inundación situada en áreas distales o marginales del sistema fluvial que depositó la Unidad de Almazul. Probablemente la sedimentación lacustre supuso la respuesta a un aislamiento progresivo del sistema respecto a los cursos fluviales durante una etapa de estabilidad tectónica.

Estos materiales contienen una riquísima fauna fósil: en un tramo margoso-lutítico rico en materia orgánica, asociado a un nivel intraclástico, han aparecido restos de peces, quelonios, cocodrilos y mamíferos (véase JIMENEZ *et al.*, en este volumen). En éste y otros tramos de la Unidad se encuentran, además, gasterópodos dulceacuícolas (*Hydrobia* sp, *Lymnaea* sp, *Planorbis* sp y Vertiginidae indeterminados) y palinomorfos que se caracterizan por una gran riqueza de polen y esporas pero con poca diversidad (Sphagnales, Schizeaceae, Lycopodiales, Palmae, Taxodiaceae [*Sequoia* sp y *Sciadopitys* sp], Tiphaceae-Sparganiaceae y Zignematitaceae) que sugieren un hábitat en zonas pantanosas encharcadas de clima subtropical o muy cálido. Por su parte, la asociación paleoherpetológica indica un ambiente terrestre. La edad probable, propuesta a partir de los restos fósiles, es Eoceno Medio/Superior.

El abanico central de la U. de El Hocino está cubierto por depósitos carbonáticos que ocupan también parte de la depresión que lo separaba del meridional de la misma facies. Estos depósitos afloran subverticales e incluso invertidos cerca de Deza (los mejores afloramientos se sitúan 1 km al noreste del pueblo) y se han citado con el nombre de **Unidad Carbonática Inferior de Deza** (GUISADO *et al.*, 1988) (Fig. 2, nº 5). El espesor llega allí a los 200 m pero decrece progresivamente hacia el norte y el sur por adaptación a la morfología creada por los depósitos previos del sistema de abanicos, correspondiente a la Unidad de El Hocino. Hacia el norte pasa, al menos en parte, a la Unidad Carbonatada de Mazaterón que se extiende mayormente al otro lado (o sea, al norte) del abanico central de la U. de El Hocino.

Se compone de materiales esencialmente carbonatados (calizas, margocalizas, caliches y lutitas carbonatadas con rasgos hidromórficos), que contienen gasterópodos, ostrácodos, caráceas y restos de algas filamentosas, y algunas intercalaciones de arenas.

Las facies más abundantes son: biomicitas (Bm), micritas (Cm), calizas grumoso-intraclásticas (Gi), Bn, C y Fm que se disponen en diversas secuencias entre las que cabe destacar la constituida por lutitas masivas rojas (Fm), lutitas carbonatadas verdes (que no siempre están presentes) y las facies carbonáticas (Bm, Cm, Gi) lacustres que constituyen el grueso de la Unidad. Es frecuente que a techo de las secuencias se superpongan las facies palustres (Bn) que llegan a ser dominantes, junto a las de caliche (C) y las de lutitas (Fm), en las márgenes de la Unidad es decir, en el área de Miñana al norte y en el área de Deza al sur.

El ambiente sedimentario, muy semejante al de la Unidad Carbonática de Mazaterón, sería un sistema lacustre carbonático somero con fluctuaciones de nivel, que causan la edafización de los depósitos marginales. Su situación a techo de la megasecuencia positiva de la U. de El Hocino está en relación con la pérdida de influencia de los abanicos de esta Unidad. Además su asentamiento está favorecido, al igual que en el caso de la Unidad coetánea de Mazaterón, por el progresivo aislamiento de la zona con respecto a los aportes fluviales provenientes del norte (U. de Almazul).

Sobre la U. de Mazaterón, desde la que pasa de forma gradual y rápida, se sitúa la **Unidad Detrítica Inferior de Miñana** (Fig. 2, nº 6) que ocupa el tercio septentrional de la zona estudiada, alcanzando una potencia máxima de 800m. Hacia el sur pasa a la U. Carbonática Sup. de Deza. Conformada una megasecuencia positiva marcada por una disminución de la densidad de los canales fluviales y del centil hacia el techo. Representa una nueva instalación en el sector septentrional de un medio fluvial similar al de la Unidad de Almazul (Fig. 2, nº 3), después de la ocupación de dicho sector por la U. lacustre de Mazaterón (Fig. 2, nº 4).

Está formada por facies arenosas de relleno de canal y por facies lutíticas de llanura de inundación. Las primeras presentan geometrías tabulares que promedian una relación espesor/anchura de 1/25, y sus secuencias más representativas son: Sb → St → Sm/Fm, Sp → Gt → St → Sm/Fm, Gm/St → St/SI → Sm/Fm y SI → Sp → Gt → St → Sm/Fm. En la parte basal predominan los cantos de naturaleza carbonática procedentes del Mesozoico, principalmente del Jurásico; en menor medida, aparecen cantos paleozoicos. Hacia el techo se hacen dominantes los cantos paleozoicos, a la vez que aumentan los cantos de carbonatos cretácicos en detrimento de los jurásicos que decrecen notablemente.

Las facies de llanura de inundación son lutitas arenosas de color pardo-rojizo u ocre con algún nivel (espesor medio: 0.2 m) esporádico de margas y calizas; se identifican cuerpos arenosos interpretados como *crevasse splay*s.

Se interpreta como un sistema fluvial trenzado, de carga arenosa, con una alta proporción de carga en suspensión y procedente de un área madre paleozoica y mesozoica, que se hace más distal en el tiempo, sobre todo en los afloramientos meridionales, donde presenta cuerpos canalizados con rellenos laterales correspondientes a barras de meandro y niveles margoso-lutíticos lacustres con ostrácodos que representan el tránsito meridional a la Unidad Carbonática Superior de Deza. Las paleocorrientes se dirigen hacia el sector SSO-SO.

La elevada cantidad de sedimentos que han sido transportados en suspensión en los registros fluviales paleógenos de todo el sector considerado lleva a pensar, en una primera impresión, en modelos fluviales meandriformes según las ideas tradicionales aunque se conocen cursos fluviales actuales de baja sinuosidad en zonas tropicales que presentan una escasa proporción de carga de fondo en comparación con la que lleva el sistema en suspensión (BAKER, 1978). De esta manera, el modelo de arquitectura fluvial parece depender más del marco tectónico (KRAUS Y MIDDLETON, 1987), en nuestro caso una apreciable tasa de subsidencia, y bioclimático, que del tipo de canal en concreto.

Por encima de la Unidad Inferior de Deza y en la misma zona se sitúa la **Unidad Carbonática Superior de Deza** (GUIASADO *et al.*, 1988), que se separa de la anterior por un tramo de lutitas con abundantes intercalaciones de caliches nodulares y carbonatos palustres (Fig. 2, nº 7). Su potencia máxima visible está próxima a los 200 m. Sus características más relevantes son (GUIASADO *et al.*, 1988):

* Carácter lacustre neto hacia la parte baja de las sucesiones, con facies de margas oscuras laminadas (Mo) atribuidas al resultado de estancamientos periódicos (fondos anóxicos).

* Carácter somerizante hacia arriba, con abundantes rasgos de exposición subaérea (calizas brechificadas y nodulizadas Bn) y con facies carbonáticas marginales (travertinos, Ct).

Las secuencias somerizantes individuales más generalizadas son: [M/Mo → Bm], [M → BN → Ct], [M → Gi], [M → Gi → Ct → Bn] y [Mn → Bn].

El contenido fosilífero es muy abundante, pero poco variado: gasterópodos dulceacuícolas (*Melanopsis* sp), ostrácodos (*Candona* sp, *Lineocypris* sp, *Metacypris?*, *Leptocythere* sp y otros taxones aún no determinados) y vertebrados, con los mismos grupos de quelonios que en el yacimiento de Mazaterón, cococrilos (*Diplocynodon* sp y otros aún indeterminados) y lacértidos de gran tamaño.

En resumen, la U. Superior de Deza representa una sedimentación lacustre somera de naturaleza carbonática que hacia la base muestra episodios propios de medios anóxicos, posiblemente por eutrofización, que incidieron negativamente en la diversidad de las ostracofaunas. En el resto de la Unidad existe un predominio de los medios lacustres de la misma naturaleza aunque con una mayor impronta palustre.

En la zona meridional, tanto las relaciones cartográficas como la correlación de columnas estratigráficas indican que la **Unidad Carbonática de Cihuela** (Fig. 2, nº 8) representa un equivalente lateral de las dos Unidades Carbonáticas de Deza (SANCHEZ DE VEGA, 1988).

En ella se pueden distinguir dos grandes ambientes sedimentarios constituidos por secuencias de somerización:

* Lacustre: se localiza en la base de la Unidad. Se caracteriza por la presencia de facies de calizas margosas oscuras (Mo), lignitos (L), margas (M) y calizas biomicríticas (Bm) con algo de sílex.

* Lacustre / palustre: ocupa la parte media y superior de la Unidad. Se distinguen

del anterior por la presencia a techo de las secuencias de rasgos de emersión (representadas por la facies de calizas brechificadas y nodulizadas, Bn), aunque al menos el inicio de la secuencia se representa por facies lacustres.

A techo de la Unidad y en posición más distal hacia el oeste (entre Cihuela y Bordalba) da paso a una alternancia de calizas travertínicas y yesos laminados, con un espesor visible de 60 metros.

La paleogeografía correspondería en su parte basal a lagos poco profundos con una amplia orla periférica palustre y en la parte basal se observa el paso lateral de facies lacustres a palustres. La parte superior se caracteriza por la amplia extensión de las zonas palustres y por el desarrollo de medios lagunares sulfatados con intercalaciones travertínicas. Esto último señala probablemente la alternancia de condiciones secas y más húmedas hacia el techo de la Unidad.

En conclusión la U.T.S. I muestra una polaridad sedimentaria granodecreciente relacionada con la distalidad creciente de los sistemas aluviales enraizados en los relieves orientales, que culminan con depósitos carbonatados en las zonas topográficamente más bajas entre los abanicos. Las diferencias en área madre y en la actividad sedimentaria parecen justificarse por variaciones en la elevación relativa del frente de sierra y (o) subsidencia de la cuenca a lo largo del contacto y con el transcurso del tiempo. En cualquier caso, los abanicos, y los sistemas trenzados que se les relacionan distalmente, poseen llanuras de inundación bien desarrolladas y temporalmente encharcadas, lo cual puede justificarse porque se depositaron en un clima tropical húmedo como el que dedujeron para esta edad JIMENEZ (1974), DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ (1979), MOLINA *et al.*, (1985) a partir de los datos de las cuencas del Duero y de Loranca respectivamente. En marcos climáticos semejantes se forman registros sedimentarios parecidos (SMITH, 1986). No obstante, de acuerdo con los resultados paleoecológicos obtenidos recientemente (JIMENEZ *et al.*, en este volumen) para la fauna fósil de macrovertebrados del yacimiento situado en la Unidad de Mazaterón (Fig. 2, nº 4), se deduce un clima cálido con rasgos de aridificación.

En función de la datación provisional (Eoceno Superior) que han proporcionado los fósiles de la Unidad de Mazaterón y Superior de Deza (JIMENEZ FUENTES *et al.*, en este volumen, a partir de macrovertebrados y N. LOPEZ MARTINEZ, comunicación personal, 1988, a partir de microvertebrados) y dado que la discontinuidad situada a techo de la serie finicretácica-paleocena (*i* ?, ya que no está probada su edad paleocena) se correlaciona con la fase de plegamiento que DIAZ MOLINA (1974) y CAPOTE (1983) sitúan entre el Cretácico y el Eoceno en la Cordillera Ibérica, pensamos, aunque con las consiguientes reservas, que existió un vacío sedimentario durante casi todo el Paleoceno y buena parte del Eoceno. Este hecho sería paralelo al desarrollo de la discontinuidad estudiada en otro trabajo de este volumen (ARMENTEROS).

U.T.S. 2. (Eoceno Superior - Oligoceno Superior)

La UTS 2 se inicia con una tímida reactivación que, salvo en el sector centromeridional (zona Cihuela-Bordalba) continúa con un desarrollo progresivo. La superficie basal está marcada por: a) choque con las capas de la UTS inferior; b) cambio litológico; y c) ó por ambos hechos. Está separada de la UTS 3 por una discordancia que es bien patente en los sectores central y meridional, y que en el sector norte se marca por un cambio en el espectro litológico de los cantos y por un aumento del centil. Está integrada por dos unidades: **Unidad Detrítica Superior de Miñana** en el sector septentrional (al norte de Deza) y **Unidad Detrítico-Carbonática de Valdeurtado**, que engloba las Unidades Detrítica y Carbonática de Valdeurtado definidas por SANCHEZ DE VEGA (1988) y se extiende por todo el sector meridional (al sur de Deza).

La **Unidad Detrítica Superior de Miñana**, (Fig. 2, nº 9) es una potente serie de origen fluvial con un espesor máximo aproximado de 850 m disminuye hacia el sur hasta superar escasamente los 100 m en su afloramiento más meridional. Se dispone a techo de la U. Detrítica Inf. de Miñana y separada de ella por un pequeño cambio en el buzamiento; hacia el sur pasa, en las proximidades de Deza, a la U. Detrítico-Carbonática de Valdeurtado. Se diferencia bien de la primera por incluir facies de llanura de inundación de colores grisáceos, verdosos, rosados y blanquecinos y niveles de margas y calizas palustres con ostrácodos y restos algales. Estos rasgos de encharcamiento son más abundantes en los afloramientos meridionales, sobre la conjunción de la U. Inf. de Miñana y la Sup. de Deza, que se sitúan a muro de esta Unidad.

Conforma una megasecuencia negativa en la que la proporción de gravas en los canales y el centil aumentan hacia techo. También se incrementa la relación anchura/espesor de los cuerpos arenoso-conglomeráticos de base canalizada, a la vez que se hacen estos de mayores dimensiones. Las secuencias de relleno de canal más características son: Sp → St → Gm → Sl → Sm/Fm, Gp/Sp → Gm → Sh → Gt/St → Sm/Fm y Gm → Gt → St → Sm/Fm. Las paleocorrientes muestran una componente dominante hacia el SSO. Los cantos son principalmente de calizas jurásicas, sobre todo en los dos tercios inferiores de la unidad, pero en su parte superior se hacen dominantes los cantos de cuarcitas y de cuarzo de origen paleozico y mesozoico y los de calizas cretácicas en detrimento de los de calizas jurásicas.

La unidad se enmarca en un sistema fluvial trenzado de carga de fondo mixta, donde la carga de gravas aumenta con el tiempo, y presenta encharcamientos dispersos en la llanura de inundación, que están más extendidos en el límite meridional y parte inferior.

En tránsito gradual y al sur de la unidad anterior, se sitúa la **Unidad Detrítico-Carbonática de Valdeurtado** (Fig. 2, nº 10). Se sitúa sobre la U. Carbonática Sup. de Deza en el sector central, y sobre la U. Carbonática de Cihuela, en el sector meridional. Aparece fuertemente erosionada por la discontinuidad que marca el límite inferior de la UTS 3. El espesor máximo visible es de 150 m. en las inmediaciones de Deza (extremo septentrional de la unidad) y llega a alcanzar los 800 m. entre Bordalba y Deza. En Deza,

donde la unidad es mayoritariamente detrítica, se aprecia una megasecuencia negativa. Muestra una amplia variedad litológica: conglomerados, areniscas, lutitas, caliches y calizas. En líneas generales, las facies detríticas son mayoría en la parte norte de su extensión y las facies carbonáticas de precipitación físico-química y (o) bioquímica son predominantes en su parte meridional y occidental. En los conglomerados de la mitad superior de la Unidad hay mayoría de cantos carbonatados mesozoicos, cuyo centil llega a alcanzar 85 cm, mientras que en la parte inferior predominan los cantos silíceos provenientes del basamento hercínico y del conjunto mesozoico siliciclástico. Las medidas de paleocorrientes indican paleoflujos hacia el SO-SSO.

El conjunto detrítico de la Unidad está representado por secuencias de facies pertenecientes a abanicos aluviales: Gms \rightarrow Sm (\rightarrow Fm), asociada a la zona proximal del abanico; Gm \rightarrow Sm \rightarrow Fm \rightarrow C, Gm \rightarrow Gt \rightarrow Sm \rightarrow Fm, Fm \rightarrow C, que se asocian a partes medias y distales del abanico, en relación con depósitos de canales erráticos (*stream channels*) y de arroyada en manto en las áreas entre los canales. En relación con estas áreas se desarrollan niveles tabulares discontinuos de calizas con textura travertínica. El hecho de que las paleocorrientes observadas (SO-SSO) sean iguales para los canales con cantos carbonáticos que para aquellos otros con cantos silíceos y el que los cantos carbonáticos predominen hacia el techo sugieren que hubo una constante reactivación del relieve cretácico y un cambio de las áreas sometidas a erosión, lo cual explica, en cierta medida, la discontinuidad suprayacente que sirve de base a la UTS 3.

El conjunto carbonático está representado por secuencias pertenecientes a medios aluvio-lacustres. Las más características son: Gm \rightarrow O (facies de oncocalcarenitas) \rightarrow Bn, Fm \rightarrow C \rightarrow Bn, M \rightarrow Bn. Todas ellas corresponden a una orla marginal y (o) distal del sistema de abanicos perteneciente a esta unidad. La proliferación de algas calcáreas, y de otros organismos que precipitan carbonato (caráceas, gasterópodos, ostrácodos), se relaciona con la influencia progresiva del área madre carbonatada en el tiempo, hacia el sur y hacia el oeste (partes más distales), hacia el techo

En resumen, la UTS 2 refleja una progresiva reactivación del frente de sierra, salvo en el sector más meridional, donde, a pesar del escaso registro conservado por los efectos de la discontinuidad suprayacente, se puede advertir el asentamiento de un amplio complejo de medios lacustres y palustres que están integrados en el conjunto carbonático de la U. de Valdeurtado. El hecho de que las facies lacustres se localicen en el sector meridional y hacia techo de la UTS se debe probablemente al progresivo alejamiento que padece este sector con respecto a la influencia de los sistemas aluviales situados en los sectores central y norte.

U. T. S. 3 (Oligoceno Superior-Ageniense Superior / Aragoniense Inferior)

Está separada de la anterior por una importante discontinuidad, relacionada con una discordancia progresiva observable en toda la zona de estudio. Esta discontinuidad se ha situado en el Intra-Oligoceno Superior (Fase Castellana de PEREZ GONZALEZ *et al.*,

1971; DÍAZ MOLINA, 1974 y GUIADO, 1987).

La sedimentación de esta Unidad constituye una megasecuencia positiva formada por la **Unidad Detrítica de Mazaterón-Serón de Nágima** (GUIADO, 1987) (Fig. 2, nº 11) y la **Unidad Carbonática de Cetina** (SANCHEZ DE VEGA, 1988), (Fig. 2, nº 12).

La primera constituye una franja NO-SE que se extiende desde el oeste de Almazul, en el extremo norte, hasta confluir en el valle del río Henar al sureste de Embid de Ariza. Su principal afloramiento se localiza en el sector centro-septentrional, donde forma el núcleo de un sinclinal asimétrico, de dirección NO-SE, cuyo flanco sur presenta notables diferencias laterales de buzamiento. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas cuya potencia máxima observada es de 2 km en el sector septentrional pero disminuye hacia el sur y en el sector meridional no alcanza los 100 metros.

En conjunto, conforma una megasecuencia positiva con disminución del espesor y de la continuidad lateral de los niveles conglomeráticos hacia el techo. Representa una sedimentación de abanicos aluviales con registros proximales en los sectores central y meridional y de las partes medias y distales en el sector septentrional -al norte de Deza- y hacia el techo de la unidad, a lo largo de toda su extensión. En el extremo meridional - al SE de Embid de Ariza - la unidad pasa, después de un tramo inferior conglomerático de escaso espesor (< 100 m.), a la U. Carbonática de Cetina. La composición de los cantos indica la erosión de áreas madres carbonáticas mesozoicas en el sur y jurásicas hacia el sector norte, donde llega a incorporar además cantos siliciclásticos de variada procedencia (paleozoicos, mesozoicos y del Paleógeno basal).

Dentro de las facies medio-distales del sector septentrional se aprecian rellenos tabulares de canal con una relación espesor/anchura que oscila entre 1/40 en la base de la unidad hasta 1/18 hacia el techo. La relación facies de canal/facies de desbordamiento disminuye hacia el techo: de 1/3 a 1/8. Los depósitos de llanura de inundación muestran facies Fm más o menos arenosas y, en menor proporción, secuencias. Presentan intercalaciones que muestran secuencias de tipo [Sm → Fm] y [Sm → Sm → Fm] que se interpretan como depósitos de *crevasse splay*. En los rellenos canalizados, las secuencias más abundantes son de tipo [Gm → Gt → Sm] y [Gm → Gm → Sm] aunque hacia la base se encuentran también [Gm → Gt → Sl → Sm] y [Sl → Gt → St → Sm]. Cerca de Serón de Nágima, en el extremo centro-occidental de la zona, existen ejemplos de estratificación cruzada de tipo *epsilon* y depósitos de *levee*. Estos últimos se adosan a los rellenos de canal, y se llega a apreciar que, al alejarse de los canales, se produce un cambio lateral entre facies Sm y Fm. Las medidas de paleocorrientes indican paleoflujos hacia el SO-SSO.

Los afloramientos del sector centro-meridional se asignan a depósitos proximales de un sistema de abanicos. En ellos, se encuentran facies conglomeráticas que presentan rasgos característicos de transporte en masa (*debris flow* y *mud flow*), con asociaciones de facies [Gms → Gms/Fm] y alguna intercalación de Gm. Es muy significativa la presencia de niveles centimétricos de costras laminadas, que, en ocasiones, recubren y (o) revisten los clastos. Los aportes presentan una fuerte componente hacia el oeste.

Las características secuenciales, sedimentológicas y de paleocorrientes entre las facies aluviales proximales y las intermedio-distales permite deducir, respectivamente, la existencia de un abanico aluvial (sector centro-meridional) y de un sistema fluvial trenzado que evoluciona a más sinuoso en el tiempo (sector septentrional). Este último se relacionaría con un abanico aluvial cuyo ápice debió situarse más al norte del frente de sierra que lo está el abanico meridional. La intensidad de la deformación tectónica sinsedimentaria fue mayor en el sector centro-meridional, como lo indica la fuerte erosión de las unidades subyacentes y la actuación de un sistema de fallas paralelas al borde del frente de sierra.

La **Unidad Carbonática de Cetina** se dispone a techo y en tránsito lateral con respecto a la Unidad Detrítica de Mazaterón-Serón de Nágima. La génesis de esta unidad está en relación con el debilitamiento de la influencia aluvial de la unidad anterior en la zona meridional de estudio

Está constituida por secuencias de somerización formadas por lutitas, margas, lignitos, calizas biomicríticas y calizas brechificadas y nodulizadas. Las secuencias ideales serían: [Fm (→ Fv) → M → Bm → Bn] asimilada a ambientes lacustres y [Fv → L, M → L] propia de ambientes pantanosos y rica en materia orgánica.

La paleogeografía correspondería a zonas lacustres carbonáticas someras y a otras pantanosas, de escasa distribución, situadas en los márgenes de un sistema aluvial.

En lámina delgada, las calizas muestran la presencia de gasterópodos, ostrácodos y caráceas, pero la facies que tiene mayor riqueza paleontológica son los lignitos. En un nuevo estudio, J. A. GONZALEZ DELGADO (com. pers., 1988) ha identificado las siguientes formas de gasterópodos: *Valvata* sp. y *Gyraulus* sp., así como otros pertenecientes a la Familia Acroloxidae y a la Familia Ellobiidae. Asimismo, LOPEZ MARTINEZ (com. pers., 1988) ha determinado un roedor -*Eucricetodon gerandianus* (Gervais, 1848)-, y S. MARTIN DE JESUS (com. pers., 1988) ha reconocido un hueso de mamífero (Fam. indeterminada). También se han distinguido abundantes girogonitos de caráceas y algunos restos de peces.

Los gasterópodos reconocidos son formas dulceacuícolas, y la abundancia de *Gyraulus* sp. y de girogonitos de caráceas, indicarían medios pantanosos (GONZALEZ DELGADO, com. pers., 1988).

La presencia de *Eucricetodon gerandianus* (Gervais, 1848) permite precisar la edad de este yacimiento como Oligoceno Terminal-Mioceno Inferior (LOPEZ MARTINEZ, com. pers. 1988).

En resumen, La U.T.S. 3 forma una megasecuencia granodecreciente que se inicia con la actividad tectónica compresiva que ocasionó el plegamiento principal de la Cordillera Ibérica. Como consecuencia de aquella se desarrollan un sistema fluvial en de la zona norte y un abanico aluvial en la zona centro meridional, cuyas facies más proximales se encuentran erosionadas actualmente. Los sistemas lacustres correlativos se instalan en el sector meridional, siendo su evolución expansiva sobre los depósitos del abanico. Ello es debido a que el área sufre un tectonismo desacelerado, acompañado, tal

vez, de una migración de las redes aluviales de drenaje. Los indicadores litológicos señalan un aumento de las condiciones secas que están en consonancia con los datos paleoclimáticos apuntados por el registro fósil (LOPEZ MARTINEZ *et al.*, 1985).

U. T. S. 4. (¿Mioceno Inferior/Medio ?).

Los depósitos de esta UTS se distribuyen a lo largo del frente de sierra y conforman un variado conjunto litológico, ligeramente inclinado y discordante sobre las tres primeras UTS (Fig. 3). La diversidad de litofacies se explica por la variación del espectro litológico de las áreas madres a lo largo del frente de sierra. La discontinuidad que da comienzo a esta cuarta etapa se sitúa en una edad Post-Ageniense Superior (Fase Neocastellana de AGUIRRE *et al.*, 1976; SANCHEZ DE VEGA, 1988), que sería la última gran fase de plegamiento.

Sector meridional:

Hacia el oeste se diferencia la **Unidad Detrítica de Cetina** (SANCHEZ DE VEGA, 1988), (Fig. 2, nº 13) que está constituida por conglomerados areniscas y lutitas. Los conglomerados son silíceos y presentan un centil de 10 cm.; a diferencia de los demás conglomerados de la zona presentan una buena homometría y redondez. La secuencia tipo sería: [Gm → Gt → St → Sm → Fm] y se interpreta como depositada por un sistema trenzado conglomerático procedente del SSE y ESE. La presencia de niveles conglomeráticos con cantos paleozoicos en un marco geológico actual rodeado por terrenos de edad cretácica, podría explicarse por la elevación de los terrenos paleozoicos en el ángulo sureste de la Cuenca de Almazán.

En resumen, la Unidad representa la sedimentación de un sistema fluvial arenoso-conglomerático de naturaleza fundamentalmente silícea. Este sistema muestra procedencia del S y SE, y su extensión longitudinal confluye con los aportes (hacia el O) de la Unidad Detrítica de Contamina que se cita a continuación. La diferente naturaleza litológica de la Unidad Detrítica de Cetina, podría explicarse por la erosión de áreas fuentes no carbonáticas en el borde más SO de la Cuenca de Almazán.

En el borde de cuenca de este sector, la U.T.S. 4 está representada por conglomerados de cantos carbonatados que integran la **Unidad Detrítica de Contamina** (SANCHEZ DE VEGA, 1988), (Fig. 2, nº 14).

Aflora en discordancia sobre el Cretácico Superior y el Paleógeno, los cuáles suelen aparecer fuertemente plegados, mientras que el Neógeno aparece horizontal o con ligeros buzamientos hacia el interior de la cuenca.

Está constituida por areniscas y lutitas (más abundantes en la base) que, hacia techo, pasan lateralmente a facies de conglomerados que se sitúan cerca del frente de sierra. La composición de las arenas muestra más del 60% de granos carbonatados pertenecientes a restos de estructuras criptalgales pertenecientes a la Familia Rivulariaceae. Los conglomerados son de cantos cretácicos, con centil de hasta 65 cm.

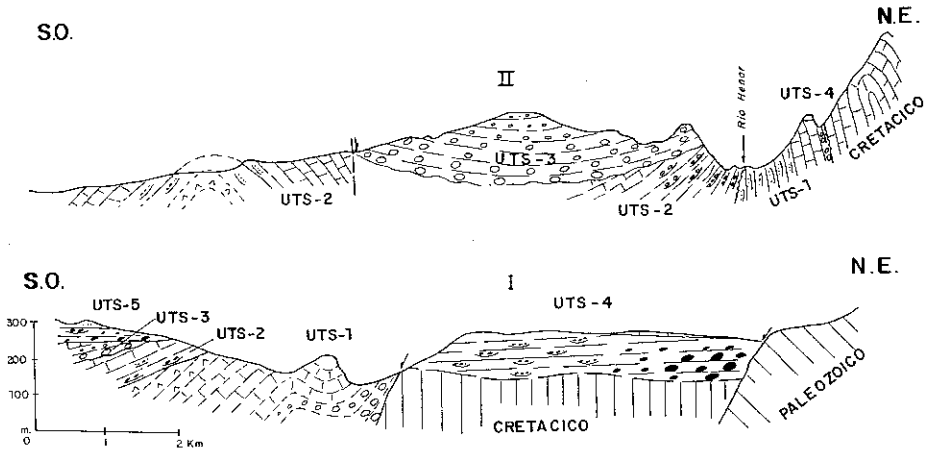


Figure 3.- Cortes geológicos transversales al frente de sierra. Su situación está señalada en la figura 1. En el corte meridional (I), los rayados del Mesozoico y del Paleozoico no representan la estratificación.
 Figure 3.- Cross-sections perpendicular to the sierra front in eastern Almazán basin (see figure 1 for location). Note that lines marking Paleozoic and Mesozoic sediments in the southern section (I) do not indicate layering.

La base de la Unidad se caracteriza por la presencia de facies Sm y Fm mientras que a techo dominan las facies Gms.

Correspondería a una sedimentación de abanico aluvial dentro de un clima relativamente cálido con estación seca, en el que se separan claramente dos conjuntos de facies: proximales y distales. La megasecuencia negativa observada representa la fase de progradación del abanico en el registro marginal conservado. El cambio de composición con respecto a la Unidad anterior se explica por la influencia directa del zócalo cretácico al que se adosa.

Sector central:

En el sector central, entre Cihuela y Deza, aflora una megasecuencia positiva formada por un sistema conglomerático en la base (**Unidad Detrítica Roja de Cihuela** (SANCHEZ DE VEGA, 1988)) (Fig. 2, nº 15) y otro calizo a techo que se denomina **Unidad de Fangos Carbonatados y Calizas de la Granja de Mazalete** (SANCHEZ DE VEGA, 1988), (Fig. 2, nº 16).

La **Unidad Detrítica Roja de Cihuela** aflora en disposición subhorizontal, y se sitúa en discordancia sobre el Cretácico y las tres primeras UTS.

Está constituida esencialmente por conglomerados, areniscas y lutitas. Los conglomerados constan en su mayor parte (más del 80 %) de bloques y cantos paleozoicos, siendo el resto de origen cretácico y terciario. Localmente llegan a presentar centiles de 60 cm.

Se distinguen dos asociaciones de facies: unas cerca del frente de sierra, en las que domina la facies Gms, y otras más distales dominadas por facies Fm con intercalaciones de pequeños cuerpos conglomeráticos de facies Gm.

Correspondería a un abanico aluvial que procedería del E, más concretamente del frente de sierra situado entre Deza y Cihuela (Fig.1, UTS 4), en donde llega a enraizarse en el zócalo paleozoico. En él se distinguen claramente las facies proximales (cerca del frente de sierra) y las intermedias (lejos del frente de sierra).

La parte inferior está formada por depósitos correspondientes a un sistema de abanicos aluviales que proceden del E, con direcciones de paleocorrientes hacia el oeste. Está compuesto fundamentalmente por facies proximales cerca del frente de sierra, con cantos silíceos de origen paleozoico. Hacia el techo de la Unidad, y al alejarse del borde de cuenca, pasan a ser facies más distales que corresponderían a un sistema fluvial trenzado conglomerático insertado en la orla del abanico.

Sobre estos conglomerados se sitúan concordantemente las lutitas carbonáticas y calizas de la **Unidad de Fangos Carbonatados y Calizas de la Granja de Mazalete** que integran la Unidad terminal del Terciario. Aflora concordante sobre los afloramientos más orientales de la Unidad Detrítica Roja de Cihuela.

Está constituida por una secuencia, de unos 4 m de espesor, formada por lutitas carbonatas en la base, un caliche nodular en medio y calizas brechificadas y nodulizadas a techo. Las dos primeras facies marcan el debilitamiento del sistema aluvial de la unidad anterior y anuncian la subsiguiente etapa lagunar y la facies superior representa la fase expansiva final del ciclo de sedimentación de la unidad que dió lugar a un sistema lagunar carbonático somero de márgenes fluctuantes.

Sector septentrional:

En este sector (entre Deza y Almazul), se sitúa la **Unidad Conglomerática de las Muelas** (GUISADO, 1987), (Fig. 2 nº 17), que aflora en retazos discontinuos adosados a la Sierra de Miñana e inclinados suavemente ($< 10^\circ$) hacia el oeste. Por su posición estratigráfica y situación paleogeográfica (sobre un glacis mioceno, parcialmente exhumado y conservado junto al frente de sierra actual) se correlaciona con la U. Detrítica

de Contamina, descrita más arriba. Su potencia máxima es de 15 m. Se halla, al igual que la siguiente unidad a describir, fosilizando la superficie de la discontinuidad que bisela el conjunto plegado formado por las tres primeras UTS (Fig. 3). Muestra un predominio de facies Gms y, en menor medida, facies Gm. Los cantos son angulosos y heterométricos, a menudo de tamaño bloque, y proceden mayoritariamente del Cretácico Superior calizo. Representan depósitos de zonas proximales de abanicos aluviales de climas con marcada estación seca (indicada por la presencia de abundantes niveles de costras laminares carbonáticas).

En el extremo septentrional (1 km. al NE de Almazul) y en perfecta correlación con la unidad anterior, se halla la **Unidad de Fangos Carbonatados y Calizas del Campillo** (GUISADO *et al.*, 1988), (Fig.2 nº 18). Su potencia máxima es de 20 m y está constituida por facies Fm y C en la mitad inferior, y por facies calizas (GI, Bm y, sobre todo, Bn) en la superior. Representa la sedimentación distal de un aparato aluvial (parte inferior) que progresivamente es solapada expansivamente por un sistema lacustre carbonático caracterizado por encharcamientos someros de márgenes fluctuantes (parte superior).

U. T. S. 5. (¿Mioceno Superior/Plioceno?).

A esta UTS se atribuyen un conjunto de depósitos lutítico-conglomeráticos que se disponen discordantes sobre la UTS anterior (Fig.2 y 3) cuya edad no hemos podido precisar. Los cantos presentan una composición fundamentalmente silíceo y pueden alcanzar el tamaño bloque y se extienden por el sector septentrional (al Norte de Almazul reposan a alturas superiores a los 1030 m) y en la parte más occidental del sector meridional (al sur de Bordalba), donde alcanza potencias superiores a 50 metros. Corresponderían a una sedimentación de abanicos aluviales, enraizados en el frente de sierra actual. El desarrollo de dichos abanicos se liga a una reactivación tectónica del borde al final del Mioceno o comienzos del Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

M. A. Cuesta Ruiz-Colmenares, E. Jiménez Fuentes y S. Martín de Jesús proporcionaron información referente al estudio de restos fósiles de macrovertebrados. N. López-Martínez proporcionó datos sobre la fauna fósil de microvertebrados. J. A. González Delgado estudió los gasterópodos. G. Alonso-Gavilán y A. Corrochano Sánchez realizaron una crítica constructiva al texto original.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A., (1976). Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur Española. *Trab. Neóg. Cuat.* 5: 7-29.
- ARMENTEROS, I., (1989). Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad *cretácico-terciaria* en el borde este del Sistema Ibérico Central (España). *Stvd. Geol. Salmantica*, Vol. Esp. 5 (en este volumen).
- BAKER, V. R., (1978). Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. *Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 211-230.
- CAPOTE, R., (1983). La Tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*, I.G.M.E., Madrid. Vol. II: 108-120.
- DIAZ MOLINA, M., (1974). Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Estud. Geol.*, 30: 53-67.
- DIAZ MOLINA, M., y LOPEZ MARTINEZ, N., (1979). El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Estud. Geol.*, 35: 149-167.
- FLOQUET, M., y MELENDEZ, A., (1982). Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Iber.*, 8: 237-257.
- FLOQUET, M., ALONSO A. y MELENDEZ, A. (1982). El Cretácico superior de Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid. 387-456.
- FREYTET, P., (1973). Petrography and paleoenvironment of continental carbonated deposits with a particular reference to Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc, Southern France. *Sediment. Geol.*, 10: 25-60.
- FREYTET, P. y PLAZIAT, J. C., (1982). Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller). Stuttgart. 213 págs.
- GONZALEZ, A., PARDO, G. Y VILLEN A J., (1988). El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. Esp.*: 175-184
- GUISADO, R., (1987). *Sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la Cuenca de Almazán (Soria: sector Almazul-Deza)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca (inédita). 82 págs.
- GUISADO, R., SANTISTEBAN, J. I., ARMENTEROS, I., ALONSO GAVILAN, G. y DABRIO, C. J., (1987). Paleogene alluvial and related to tectonically active sierra fronts in Eastern Duero Basin (Spain). *I.A.S. 8th Reg. Meet., Tunis. Abstr.*, 252.
- GUISADO, R., ARMENTEROS, I., DABRIO, C. J., (1988). Sedimentación continental pllaégena entre Almazul y Deza (Cuenca de Almazán oriental, Soria). *Stvd. Geol. Salmantica*, XXV: 65-83.
- JIMENEZ, E., (1974). Iniciación a la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la península. *Bol. Geol. Min.*, 85: 518-524.
- JIMENEZ, E., MARTIN DE JESUS, S., CUESTA, M. A., MULAS, E., PEREZ RAMOS, E. y JIMENEZ GARCIA, S., (1989). Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno Superior de Mazaterón y Deza (Soria). *Stvd. Geol. Salmantica*, XXVI:
- KRAUS, M. J. y MIDDLETON, L. T., (1987). Contrasting architecture of two aluvial suites in different structural settings. *SEMP Spec. Publ.*, 39: 253-262.
- LOPEZ MARTINEZ, N., AGUSTI, J., CABRERA, L., CALVO, J. P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DIAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTINEZ, J., MORALES, J., PORTERO, J. M., ROBLES, F.,

- SANTISTEBAN, C. y TORRES T., (1985). Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Proceedings of the VIII th RCMNS Congress Budapest, 15-22 September, 1985. *An. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **70**: 383-391.
- MEGIAS, A. G. (1982). Introducción al Análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina 1982. Actas I: 395-405.
- MIALL, A. D., (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**: 597-604
- MOLINA, E., BLANCO, J. A., PELLITERO, E., CANTANO, M. y JORDA, J., (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Styd. Geol. Salmanticensia*, **XX**: 115-126
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS MINONDO, L., BRELL, J. M. y BERTOLIN PEREZ, M., (1971). Las series continentales al E. de la Sierra de Altomira. I Congreso Hispano-Luso-Americano Geol. Econ. Madrid-Lisboa. **1**: 367-376.
- SANCHEZ DE VEGA, A., (1988). *Sedimentación continental terciaria del sector suroriental de la Cuenca de Almazán*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca (inérita). 136 págs.
- SMITH, D. G., (1986). Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sediment. Geol.*, **46**: 177-196.

Recibido: 30 de enero de 1989. Aceptado: 25 de febrero de 1989.