

DEPÓSITOS LACUSTRES TERCIARIOS DE LA CUENCA DEL DUERO (ESPAÑA)

*Gaspar Alonso Gavilán
Ildefonso Armenteros Armenteros
Cristino José Dabrio González
Rosa María Mediavilla López*

PROYECTO CICYT PR 84-1113

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA - FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE SALAMANCA - 1987

© EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA
Apartado de Correos 325
SALAMANCA (España)

Depósito Legal: S. 355-1981
ISBN: 0370-9957

Imprime: Gráficas VARONA
Rúa Mayor, 44. Teléf. 923 25 33 88
37008 Salamanca, 1987

PRESENTACION.

Este trabajo constituye la guía de campo de la excursión del Grupo Español de Trabajo sobre Cuencas Terciarias Lacustres en Octubre de 1987. Abarca una transversal sureste-noroeste en la que se cortan los principales grupos de facies representativos de los contextos sedimentarios mas característicos de los ambientes lacustres terciarios de la Cuenca del Duero. No pretende, en consecuencia, ser una exposición exhaustiva del estado actual de los conocimientos generales sobre la Cuenca, sino servir de introducción a estos extensos depósitos que son comparables a los de otras cuencas terciarias ibéricas.

Se reunen aquí los resultados de los trabajos de los autores en la cuenca y en especial los referentes al neógeno de las regiones suroriental (I. Armenteros) y central (R. M. Mediavilla, Tesis Doctoral en curso) y en el Paleógeno de Salamanca (G. Alonso Gavilán). Se añade una contribución novedosa de E. Mulas y G. Alonso Gavilán sobre la interpretación sedimentaria y paleoecológica de los yacimientos de vertebrados del Paleógeno de Cubillos.

La publicación de ésta guía ha sido posible gracias a la cooperación del Dr. E. Jiménez y del Servicio de Publicaciones de la Universidad de Salamanca, así como a la aportación económica del Proyecto de Investigación de la CICYT PR 84-1113: "Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Paleógeno: estudio pluridisciplinar" del que forman parte los autores.

IGCP 219

INTRODUCCION AL TERCIARIO DE LA CUENCA DEL DUERO.

La cuenca del Duero constituye una unidad geográfica propia dentro del marco de la Península Ibérica separada de las demás cuencas terciarias por importantes relieves montañosos de composición litológica variada (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico se adosa al Macizo Hespérico por norte, oeste y sur, constituyendo su límite oriental los relieves mesozoicos de las sierras de la Demanda y Moncayo. Aunque se le suele considerar una penillanura, los rasgos morfoestructurales permiten distinguir grandes dominios (Martín Serrano, 1985; Molina y Armenteros, 1986).

La individualización de la Cuenca comenzó durante el Paleoceno con las primeras manifestaciones de elevación del Sistema Central. Entonces el borde sur respondía de forma pasiva y servía de área fuente a sistemas fluviales trenzados de gravas.

En el Eoceno (Fig. 2) se acentuó el relieve de la Bóveda Manchego-Castellana por compresión de dirección NO-SE (Portero y Aznar, 1984) y se constituyó el Macizo Central como un relieve positivo que separó las cuencas del Duero y del Tajo. En esta época la sedimentación era ya continental en el borde sur pero en los bordes norte y noreste aún se estaba iniciando la individualización y existía comunicación con el mar, que se retiraba ya hacia el este y sureste.

En el Eoceno Superior y Oligoceno se estableció definitivamente un relieve positivo en el borde sur y se levantaron rápidamente los bordes norte y este. Ello produjo un desequilibrio en el sistema sedimentario y un activo desmantelamiento de las áreas madre que aportó grandes volúmenes de conglomerados a la cuenca. Los bordes más activos de la cuenca finipaleógena eran el norte y el este donde se producían las mayores tasas de subsidencia, mientras que los bordes sur y oeste, aún aportando materiales, eran menos activos.

El relleno terciario de la Cuenca estuvo condicionado por procesos alocíclicos de los cuales la composición litológica de las áreas madre y la tectónica diferencial que actuó en los bordes fueron los más importantes y controlaron las relaciones entre tectónica y sedimentación y la distribución resultante de facies. El tercer parámetro fué la evolución climática que registró una

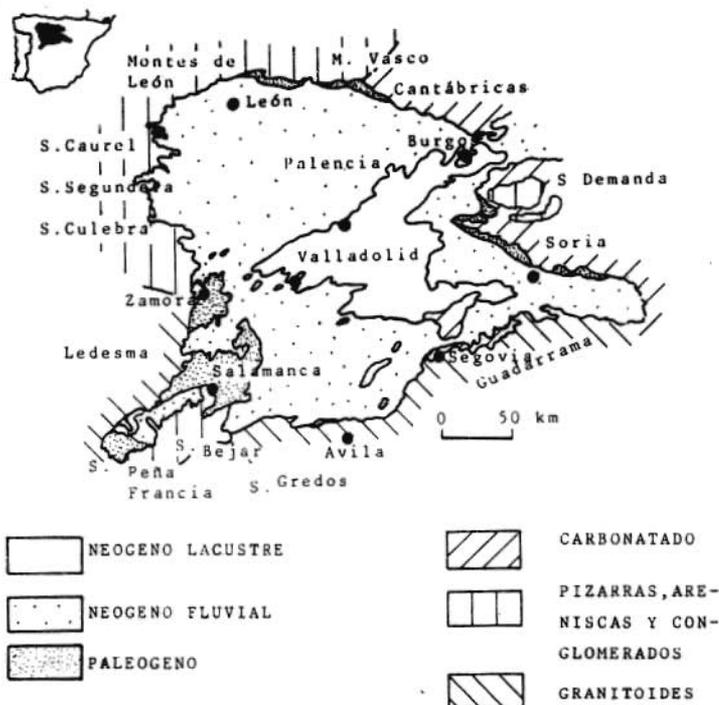


Figura 1.- Esquema geológico de la Cuenca del Duero y de los relieves circundantes.

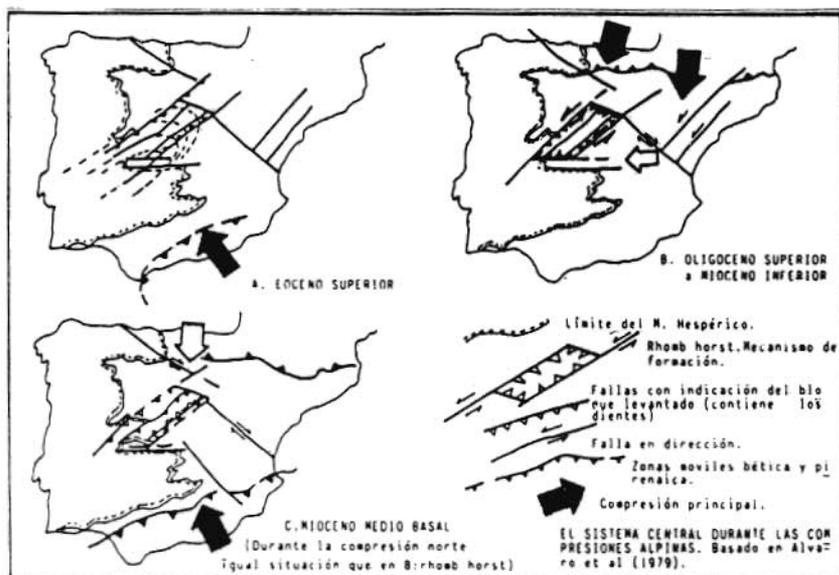


Figura 2.- El Sistema Central durante las compresiones alpinas (según Portero y Aznar, 1984).

tendencia a la aridez con disminución de la pluviosidad (Jiménez, 1977) alternando con períodos de humedad. En líneas generales el paisaje fué abierto aunque existían ciertas barreras climáticas que individualizaban áreas con microclimas especiales cuyo alcance real está en estudio (Valle, com. pers. 1987).

Al observar la distribución de afloramientos terciarios (Fig. 1) se aprecia que el problema a la hora de estudiarlos radica, precisamente, en su posición y en el tipo de materiales que aparece en ellos. Las facies paleógenas mejor representadas son las proximales (depósitos aluviales y fluviales) adosadas a los bordes actuales de la Depresión, mientras que los sedimentos neógenos mejor expuestos son los fluviolacustres y lacustres carbonatados y yesíferos que ocupan el centro de la Depresión. Los aluviales y fluviales que los circundaban originalmente han sido erosionados, no afloran aún o lo hacen muy cubiertos.

Esta distribución de ambientes controló la paleoecología y, con ella, las posibilidades de estudio paleontológico de estos materiales: mientras que se dispone de abundante información sobre las faunas de ostrácodos, foraminíferos y las malacofaunas neógenas (González Delgado et al., 1986) y palinomorfos (Rivas y Valle, 1986), sólo hay registros de quelonios, crocodileos, algunos mamíferos (Jiménez, 1977) y palinomorfos (Polo et al., 1987) paleógenos.

Las relaciones entre los factores de control son muy complejas y es muy difícil separarlo uno de otro. Si a ello unimos los resultados de los procesos autocíclicos en cada uno de los sistemas sedimentarios definidos se corre el riesgo de perderse en una maraña de interconexiones que dificultaría captar la idea de la evolución general de la sedimentación en la cuenca. Para evitarlo se presentarán sucintamente los rasgos generales y acontecimientos más prominentes en orden cronológico.

PALEOGENO.

Los afloramientos se hallan adosados a los bordes de la depresión y desconectados entre sí. Los mejor conocidos son los del borde oeste y suroeste pero el Proyecto de Investigación de la CICYT, PR 84/1113, de la Universidad de Salamanca abarca el estudio de todos ellos.

El borde oeste y suroeste.

De acuerdo con Jiménez, Corrochano y Alonso Gavilán (1987) se observan tres ciclos sedimentarios separados por discontinuidades que indican rejuvenecimientos de los bordes (Fig. 3).

El primer ciclo (Paleoceno) supuso el desmantelamiento de los potentes suelos lateríticos desarrollados sobre el macizo Hercínico, a causa de una fase de inestabilidad en los bordes y bajo condiciones tropicales. La sedimentación se produjo en abanicos aluviales con canales efímeros e inestables de baja sinuosidad y de geometría planar. En el área de Zamora la evolución sedimentaria fué granodecreciente pasando de canales de grava a canales arenosos. En Salamanca, por encima de éstos vuelve a encontrarse gravas indicativas de un rejuvenecimiento de este borde (Alonso Gavilán 1981).

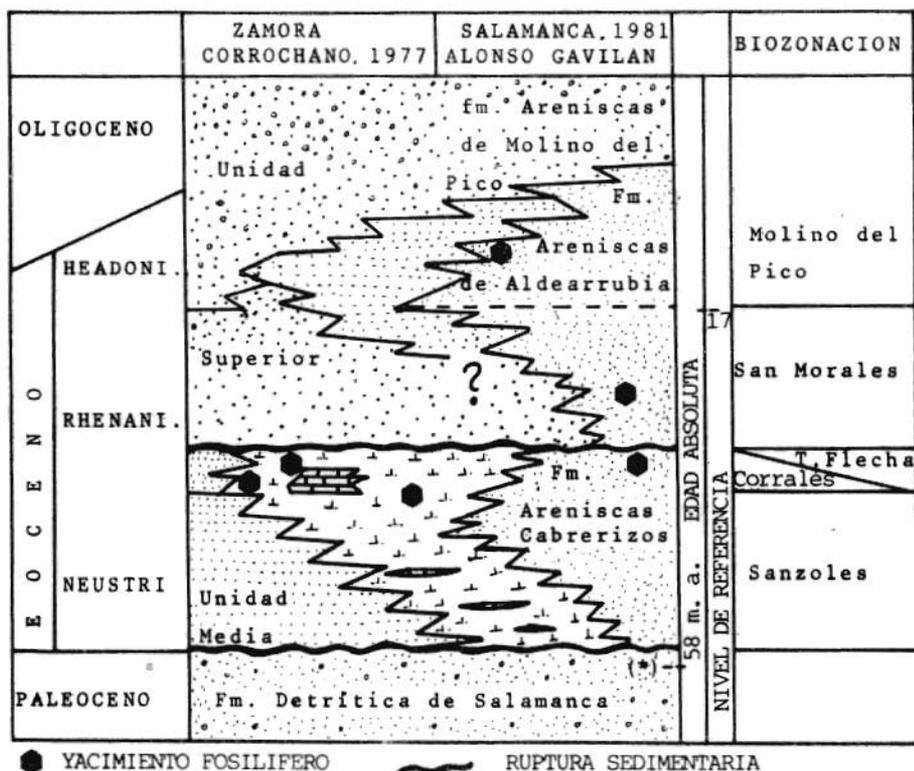


Figura 3.- Distribución de las unidades litoestratigráficas paleógenas en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Modificado de Jiménez, Corrochano y Alonso Gavilán, 1983).

El segundo ciclo (Neustriense-Rhenaniense Inferior) marcó una expansión de la cuenca cuyos bordes se alejaron hacia el oeste y el sur. En Zamora están registradas las facies distales de dos sistemas de abanicos aluviales enraizados al NE y SW con amplias llanuras de inundación que pasaban hacia el este a depósitos lacustres. En Salamanca, la sedimentación se produjo por sistemas fluviales de baja sinuosidad procedentes del suroeste.

El tercer ciclo se caracteriza por una retracción de la cuenca propiciada por una reactivación de los bordes a favor de las direcciones terdihercínicas. En Zamora afectó a los materiales del ciclo anterior cuyos clastos, bien redondeados, se incorporaron a los depósitos del nuevo ciclo.

En conjunto se formó una megasecuencia granocreciente que registra un aumento de la proximalidad de los sistemas fluviales. En Zamora se instalaron dos sistemas de abanicos aluviales (procedentes del SW y NW) con facies canalizadas trenzadas proximales, que conflúan hacia el este donde se encuentran las facies más distales.

En Salamanca no se observa la retracción pero sí un cambio de áreas fuente y de organización fluvial ya que los materiales de la Formación de Areniscas de Aldearrubia muestran canales muy evolucionados de elevada sinuosidad con flujos procedentes del sur y sureste.

En las áreas más alejadas de los bordes, al sur de la Provincia de Valladolid, se observa la interdigitación de los materiales fluviales procedentes del oeste con los del sur y la expansión (progradación) progresiva de los del oeste sobre los del sur, lo que indica una generalización de la sedimentación en la cuenca paleógena, al menos en esta segunda etapa (Headoniense-Oligoceno).

De acuerdo con los datos paleontológicos y geoquímicos se deduce que el clima durante el Paleógeno era intertropical: más cálido y húmedo en el Paleógeno y con una lenta tendencia a la aridez a partir del Eoceno.

El borde norte.

Se sitúa en un contexto tectónico muy activo. Colmenero et al. (1982) diferencian dos tramos. El inferior es asimilable a las "facies Garum" y en él se realiza la transición de condiciones marinas

a continentales. El superior está formado por un conjunto repetitivo de secuencias aluviales granodecrecientes depositadas por sistemas fluviales trenzados en las zonas medias y distales de abanicos aluviales. En conjunto forman una megasecuencia negativa que responde a la progradación de las facies proximales hacia el sur hasta alcanzar su máxima extensión durante el Paleógeno Superior y Neógeno Inferior.

Más al este, Montes et al. (1987) han citado depósitos fluviales y lacustres eocenos en la zona de Villarcayo, algo separados del ámbito estricto de la Cuenca del Duero. Las facies carbonatadas lacustres incluyen niveles de acumulación de fósiles (gasterópodos, ostrácodos y algas) y niveles de nodulización y pseudomicrokarst indicativos de las continuas fluctuaciones del nivel del agua en los lagos. También aparecen depósitos lacustres en el Mioceno inferior. Los cambios laterales y verticales de facies obedecen a varias causas cuyos efectos pueden separarse en gran medida: cambios relativos del nivel de mar, movimientos orogénicos y diapirismo. Su concurrencia propició el depósito de potentes sucesiones de sedimentos.

El borde de la Cuenca de Almazán.

De acuerdo con Guisado et al. (1987), el depósito se realizó adyacente a un frente de sierra tectónicamente activo y el levantamiento continuado originó discordancias progresivas y cambios de ambientes sedimentarios desde lacustres a fluviales y, finalmente, aluviales. Los depósitos fluviales incluyen facies de grano fino de llanura de inundación y facies arenosas canalizadas. Los depósitos lacustres se formaron en ambientes carbonatados someros de tipo palustre con repetidas exposiciones subaéreas atestiguadas por los procesos de nodulización y brechificación de los fangos carbonatados. Los fósiles más comunes son gasterópodos y ostrácodos. Recientemente Guisado (en prep) ha encontrado restos de vertebrados en estas potentes sucesiones lacustres.

FACIES LACUSTRES PALEOGENAS DE CUBILLOS (ZAMORA).

Eugenia MULAS y Gaspar ALONSO GAVILAN

Dpto de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

Introducción.

Los depósitos lacustres más importantes del borde suroriental de la Depresión del Duero se sitúan en los alrededores de Cubillos (Zamora). Corrochano (1977) los denominó Facies de Valcabado formando, parte de la Unidad Media del Paleógeno de Zamora, y las interpretó como depósitos asociados a interlóbulos de abanicos aluviales. Estas llanuras de inundación tenían gran desarrollo y eran recorridas por canales afímeros y esporádicos. Martín Serrano (1985) las consideró asociadas a sistemas fluviales distales e íntimamente relacionadas con llanuras de inundación donde se desarrollarían charcas.

Esta contribución es el resultado de los estudios sobre tafonomía de vertebrados (quelonios) realizados por uno de los autores (E.M.) en su Tesis de Licenciatura y los estratigráficos y sedimentológicos realizados por ambos, dentro del Proyecto CICYT PR 84-1113 y del Proyecto CICYT PR 83-2620.

Estratigrafía.

Los materiales eocenos se sitúan disconformes sobre un sustrato de areniscas conglomeráticas y limos arenosos organizados en secuencias granodecrecientes y fuertemente cementados, de edad paleocena. La columna estratigráfica más representativa de las cuatro levantadas es la situada 1 km al este de Cubillos. Por su composición litológica puede dividirse en tres tramos (Fig. 4).

Tramo basal.-

Arenas blancas de grano fino con laminación cruzada, cementadas por carbonato cálcico y margas blancas o verdes con laminación paralela. Ambas litologías se asocian en secuencias de tamaño de grano y energía decrecientes, con laminación cruzada de oscilación asimétrica a techo y separadas entre sí por superficies erosivas de escaso relieve. Los siete metros visibles integran una macrosecuencia estratocreciente en la cual las secuencias inferiores son pequeñas y completas mientras que las superiores son mayores e incompletas. Los niveles de arena son ricos en restos de vertebrados (quelonios) con cierta desorganización de las placas lo cual, junto a la buena selección de las arenas encajantes, habla de una

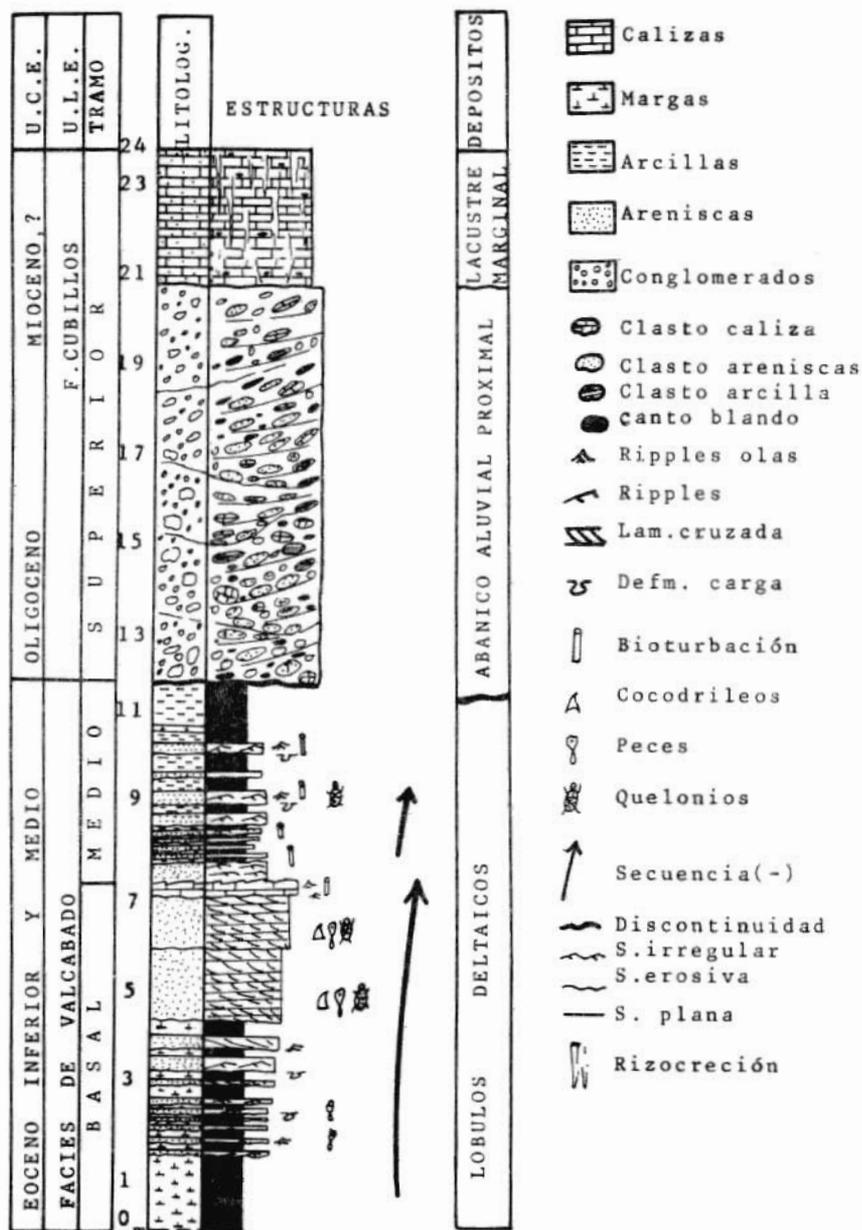


Figura 4.- Columna estratigráfica de Cubillos. Representa la sedimentación lacustre (tramo basal) de las unidades paleógenas en el área de Zamora (Facies de Valcabado).

energía ambiental apreciable.

El tramo termina con un nivel de calizas blanco-amarillentas con laminación cruzada de oscilación distorsionada por un sistema de galerías, quizá atribuibles a la actividad excavadora de anélidos, rellenas de arcillas verdes. La mala exposición de los afloramientos impide observar con claridad la geometría de los cuerpos sedimentarios.

Tramo medio.-

Arenas blancas laminadas, de grano medio a fino, cementadas por carbonato cálcico que alternan con arcillas verdes masivas o con laminación paralela. Aparecen algunas margas verdes, blancas u ocre y destaca un nivel rosa a techo, pero menos abundantes que en el tramo inferior. Suelen ser masivas con disyunción poliédrica en el afloramiento, pero se encuentran algunas laminaciones cruzadas.

En las arcillas aparecen cuerpos aislados de morfología canalizada y dimensiones decamétricas rellenos de arenas no muy bien seleccionadas que contienen abundantes restos de vertebrados (quelonios) en buen estado de conservación y con las placas sin desorganizar.

Tramo superior.-

Está formado por conglomerados y, a techo, calizas brechoides con un espesor total de 12 m. Los conglomerados están mal expuestos pero se observan muy bien en un pozo vecino. Consisten en clastos angulosos de caliza, lidita, cuarzo y cuarcita cuyo centil puede alcanzar los 40 cm. El cemento es de carbonato cálcico. Se parecía una estratificación burda remarcada por las hileras de cantos. Las calizas son brechoides y de color blanco, con bioturbación por raíces (rizocreaciones).

Interpretación.

Las características litológicas y texturales abogan por un ambiente lacustre relativamente profundo pero de márgenes muy suaves, con lámina de agua constante y oxigenación adecuada. El lago estaba conectado con sistemas fluviales que desembocaban generando lóbulos deltáicos (Fig. 5) con barras de desembocadura caracterizadas por secuencias estrato y granocrecientes, en las que los episodios individuales son granodecreciente pues registran la disminución de energía subsiguiente a las avenidas. El tramo basal registra la progradación de una de estas barras de desembocadura que está claramente dominada por los procesos de canal fluvial, acorde con la

prepotencia del río sobre el lago. El nivel de calizas con laminación cruzada se interpreta como el resultado de la transgresión (o, mejor, expansión lacustre) sobre el delta debida a subsidencia después del abandono del lóbulo deltáico. El tramo medio registra la sedimentación marginal a otra barra de desembocadura de un nuevo lóbulo y con mayor influencia de los aportes terrígenos (arcillas verdes) finos del sistema fluvial. En esta zona marginal desembocaban canales menores que recorrían las suaves pendientes del margen lacustre y dejaban rellenos de canal consituídos por sedimentos mal seleccionados y abundantes restos bien conservados, lo cual sugiere un transporte en masa sin mucho movimiento interparticular.

En estos lagos del Eoceno Inferior-Medio del área de Cubillos-Valdegallina vivían abundantes quelonios de la familia Pelomedusidae, representada por la especie Neochelys aff. arenarum, Broin, escasos Trioncidos correspondientes al género Trionyx sp, peces de la familia Percycthinidae y algunos cocodrilos del género Diplocynodon sp .

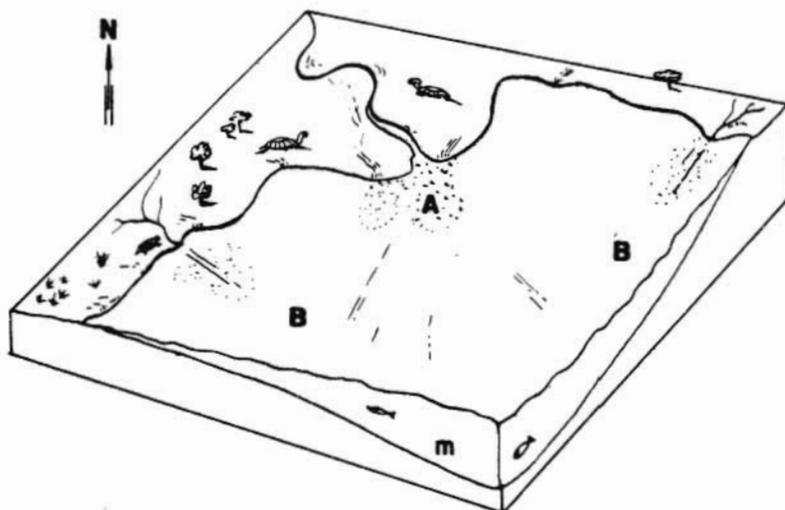


Figura 5.- Modelo conceptual de la sedimentación lacustre en la Formación de Valcabado y su relación con la distribución de los vertebrados fósiles. Leyenda: (A), lóbulos deltaicos con fauna rota y muy dispersa, (B), canales aislados con restos fósiles completos y bien preservados y (m), margas lacustres.

Los conglomerados suprayacentes indican un cambio radical del ambiente sedimentario con rejuvenecimiento de la red fluvial y progradación de los sistemas de abanicos aluviales marginales.

Las calizas del techo de la sucesión representan sedimentos carbonatados de margen de lago probablemente en condiciones palustres, colonizados por vegetación cuyas raíces son responsables de la bioturbación vertical. La brechificación se atribuye a su carácter somero o marginal, pero la ausencia de bird's eyes y grietas de desecación sugiere que, aunque hubiese fluctuaciones del nivel del lago, no se produjeron desecaciones importantes durante el depósito de estos materiales.

Conclusiones.

Se propone una interpretación nueva para los materiales de la "Facies de Valcabado" consistente en un ambiente lacustre de márgenes poco pendientes, adyacentes a lóbulos deltáicos dominados por la dinámica fluvial y donde llegaban también pequeños canales de sistemas que recorrían las llanuras de inundación vecinas. En estos ambientes vivía una abundante fauna de peces, quelonios y cocodrilos cuyos restos aparecen selectivamente, y en condiciones de preservación diferentes, en las diversas facies diferenciadas. Actualmente se está trabajando en la atribución concreta y en la cuantificación de los valores de acumulación y de desorganización de los restos, relacionando la paleoecología con los procesos ambientales e identificando los cambios sufridos a causa de los procesos sedimentarios después de la muerte de estos animales.

NEOGENO.

Los afloramientos neógenos ocupan la mayor parte del ámbito de la Depresión del Duero (Fig. 1) pero afloran poco más de cien metros del total del relleno terciario horizontal que, localmente, supera los 2.000 m. Por ello el conocimiento derivado de geología de superficie es más bien escaso y más si se tiene en cuenta que los equivalentes de esos términos más altos han sido desmantelados en extensas zonas. Los materiales preservados son mayormente los de facies lacustres por su mayor cementación y por la resistencia de los términos calizos suprayacentes y, a partir de las reconstrucciones sedimentarias puede afirmarse que su extensión original no superaba en mucho a la preservada. Por contra, los materiales fluviales y aluviales, más deleznable, han sido fácil presa de la erosión. Así pues, esta guía se refiere a los materiales lacustres y asociados del Mioceno Medio y Superior y del Plioceno que son los que afloran actualmente.

Hernández Pacheco (1915) distinguió tres niveles en la zona de Palencia, que, en apariencia, se siguen muy bien en el campo. Posteriormente se les ha considerado extensibles a toda la Cuenca sin tener del todo en cuenta las naturales limitaciones espacio-temporales de las litofacies, ni la evidencia de los frecuentes, aunque sutiles, cambios de facies, ni la significación sedimentológica precisa de las distintas facies y de sus cambios.

El énfasis de ésta guía radica, precisamente, en el estudio de facies lacustres y de las asociaciones y secuencias generadas en distintos subambientes y bajo condiciones dinámicas variables. Con ello se pretende ilustrar el significado sedimentario preciso de los materiales y explicar sus relaciones laterales y verticales dentro de un modelo geodinámico coherente y aplicable a otras cuencas terciarias.

Estado actual de los conocimientos estratigráficos.

Portero et al. (1982) realizaron una síntesis bibliográfica del Terciario Continental de la Cuenca del Duero y diferenciaron cinco grandes conjuntos litológicos correspondientes al Mioceno y Plioceno Inferior y Medio:

* Serie inferior conglomerática roja

* Unidad inferior detrítica y facies marginales. En función de su litología diferencian: (a) Facies de Tierra de Campos s.l. y facies marginales y (b) Facies Arcólicas, Facies de Arévalo,

Facies de Rueda; Facies de Madrigal..., todas ellas de carácter local y restringidas al sur y sureste de la cuenca.

- * Facies de las Cuestas y facies marginales.
- * Páramo inferior y sus facies marginales, y
- * Serie del Páramo superior.

Las equivalencias con las Unidades del Sector Central se detallan en la introducción específica de la excursión. En cuanto al sector suroriental, la equivalencia de unidades propuesta por distintos autores se expresa de forma gráfica (Fig. 6). Como referencia común entre ambos armazones estratigráficos se presenta la sucesión propuesta por García del Cura (1974) y Ordóñez et al., 1981.

Modelos sedimentarios y distribución de facies.

En muchos trabajos anteriores se presentaba la Cuenca como una Depresión atectónica con una distribución concéntrica de facies cada vez más distales hacia el centro. Mediavilla y Dabrio (en prensa) proponen un modelo dinámico y distribuido en bandas alargadas según las direcciones hercínicas (NE-SW, NW-SE y E-W) en el que el control sedimentario lo ejercían varios factores alocíclicos y autocíclicos.

(1) La variable actividad tectónica de los bordes que, entre otras cosas controló la extensión de las facies marginales y la tasa de subsidencia. Estos problemas se abordarán en el sector suroriental.

(2) Las diferencias topográficas condicionadas por la tectónica en el interior de la cuenca que controlaron la distribución de áreas someras, llanuras de fango, lóbulos deltáicos, etc. y los cambios de facies entre ellos. Estos problemas se abordan en el Sector Central.

(3) Los aportes de agua dulce y de sedimento siliciclástico a la cuenca son responsables, en parte, de las interdigitaciones de los sistemas fluviales y lacustres y de sus desplazamientos en el tiempo. En los complejos lacustres se distinguen zonas con asociaciones de siliciclásticos y carbonatos y zonas con asociaciones de yesos y carbonatos según haya, o no, conexión con los aportes.

(4) El clima. En sentido amplio el clima mio-plioceno era cálido con variaciones estacionales contrastadas y mostró primero una tendencia a la aridez (compatible con la precipitación de evaporitas en áreas propicias determinadas por los otros factores citados) para volver después a ser más húmedo.

En un sentido más restringido el clima fué responsable de la cantidad de agua dulce aportada a la cuenca desde las montañas circundantes y, sobre todo de la intensidad de la evaporación que determinó la amplitud de las fluctuaciones de la lámina de agua. Estas fluctuaciones condicionaron, a su vez, la inundación y, sobre todo, la exposición subaérea de extensas zonas de las llanuras fangosas donde tenían lugar los procesos penecontemporáneos de dolomitización y de cristalización de yesos lenticulares intersticiales.

Este dispositivo explica muchos de los rasgos encontrados en las distintas partes de la Depresión del Duero y la variedad de series que puede encontrarse, por ejemplo, en una transversal NW-SE similar a la que se visitará en la excursión (Fig. 7).

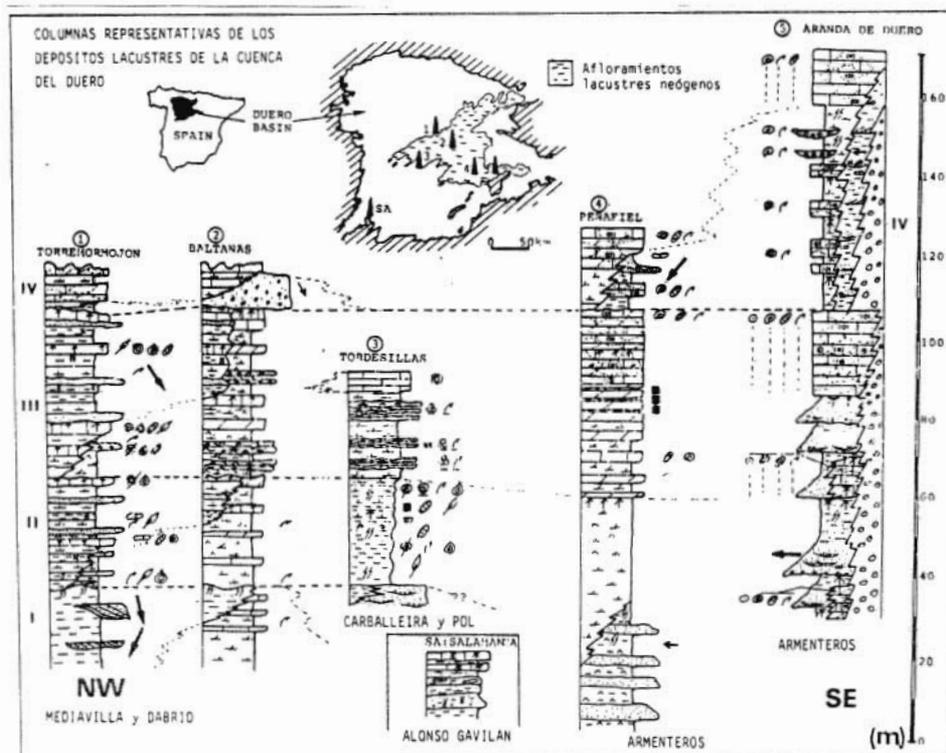


Figura 7.- Columnas representativas de los depósitos lacustres neógenos de la Cuenca del Duero, según IGCP 219, Spanish Group, 1987.

EL NEOGENO DEL SECTOR SURORIENTAL

INTRODUCCION.

Durante el Mioceno Medio y Superior la sedimentación de este sector que se extiende entre Aranda de Duero y Peñafiel estuvo influenciada por dos áreas de aportes bien significadas. La más próxima, situada al sur, está formada por el horst paleozoico y mesozoico de Honrubia-Pradales (Fig. 8) que aún funciona como área fuente en la actualidad. La más alejada, situada al este, corresponde a los relieves paleozoicos y mesozoicos de la Cordillera Ibérica.

Las diferencias en la actividad tectónica de ambos bordes y el grado de subsidencia en la cuenca tuvieron un papel primordial en la distribución de ambientes sedimentarios. El levantamiento del zócalo meridional de Honrubia produce una orla de abanicos aluviales (Parada 1) de 2 a 8 km de anchura, que retroceden hacia el techo de la serie miocena. Las paleocorrientes de este sistema se dirigen hacia el norte y chocan con las del sistema longitudinal que drenaba la región de este a oeste (Fig. 9). El sistema longitudinal está constituido por una red fluvial con cuya sinuosidad tiende a aumentar hacia el oeste.

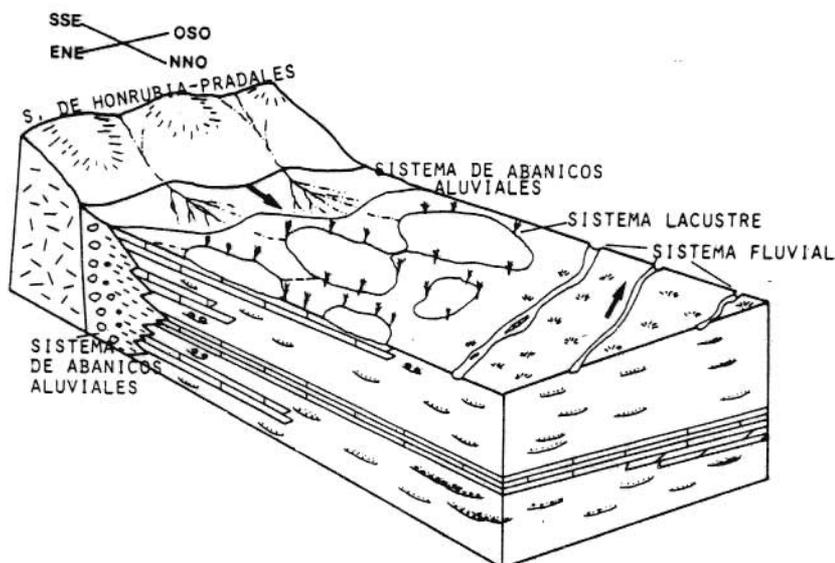


Figura 9.- Esquema paleogeográfico general del Mioceno del sector suroriental de la Depresión del Duero.

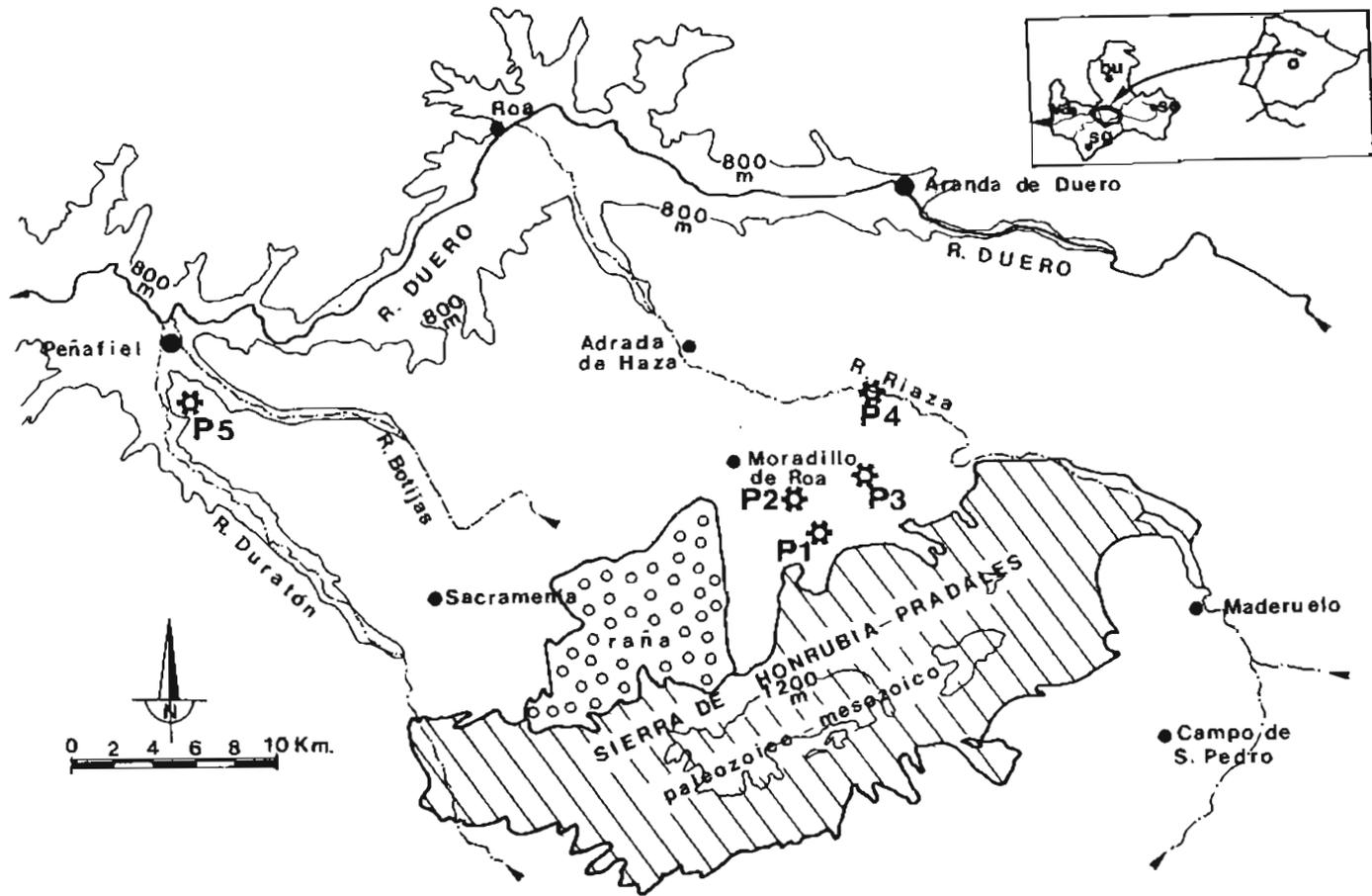


Figura 8.- Situación geográfica y señalización de las paradas.

Las diferencias entre ambos sistemas no se restringen a las direcciones de paleocorrientes, sino también a: (1) La mayor recarga hídrica de los relieves orientales que posibilita el desarrollo de una red fluvial longitudinal durante decenas de kilómetros. Por contra, el sistema ligado al relieve meridional recibía una precipitación menor y más episódica atestiguada por la frecuente formación de caliches y costras laminares y la mediocre selectividad del medio de transporte. (2) La distinta composición de los aportes: el sistema de Honrubia recibía cantos procedentes del Mesozoico carbonatado y del Paleozoico metamórfico (neises, esquistos, estaurolititas...) que están ausentes en los depósitos del sistema longitudinal.

En la periferia del sistema de abanicos aluviales se formaban encharcamientos más o menos prolongados que sustituyen periódicamente en esa zona la sedimentación fluvial del sistema longitudinal (Parada 4). La instalación de medios lagunares coincide con el desarrollo de una zona endorréica a lo largo del frente distal de los abanicos de Honrubia. Esta circunstancia evidencia un desplazamiento del sistema longitudinal hacia el norte, tal vez provocado por una mayor subsidencia en esa zona. Todo ello se relaciona con un encuadre tectónico regional regido por la intersección de grandes líneas de fractura de origen tardihercínico de direcciones NE-SO y NO-SE (localmente casi E-O). En el Mioceno Superior esta sedimentación lacustre carbonática está ligada a un sistema fluvial de características "autóctonas" en cuyos rellenos canalizados dominan los oncoides (Paradas 2 y 3).

Durante dos momentos de la evolución paleogeográfica miocena regional existieron dos estadios lacustres de máxima expansión, que aparecen claramente destacados condicionando una morfología de páramos (Fig. 10). En estos casos, la expansión se produce a costa del retroceso de los sistemas aluviales afluyentes a la cuenca, significando estadios de estabilidad tectónica.

En la zona occidental (sector de Peñafiel, Parada 5) la sedimentación experimenta cambios notables que se traducen fundamentalmente en la abundancia de facies dolomíticas (dolomias y margas) y en la aparición de facies de yeso diagenético (macro y mesocristalino). De muro a techo en la serie, y de este a oeste, se observa un cambio progresivo desde sedimentos lutítico-arenosos rojos (correspondientes al sistema fluvial longitudinal procedente del este)

a sedimentos margoso-yesíferos, pertenecientes a medios lacustres efímeros con desarrollo de llanuras fangosas. En esta zona, y a techo del tramo margoso-yesífero (ver Parada 5) se dispone el primer tramo carbonatado expansivo antes mencionado. Entre éste y el superior se sitúa una formación fluvial relacionada con un sistema fluvial meandriforme procedente del noreste.

NOTAS Y OBSERVACIONES.

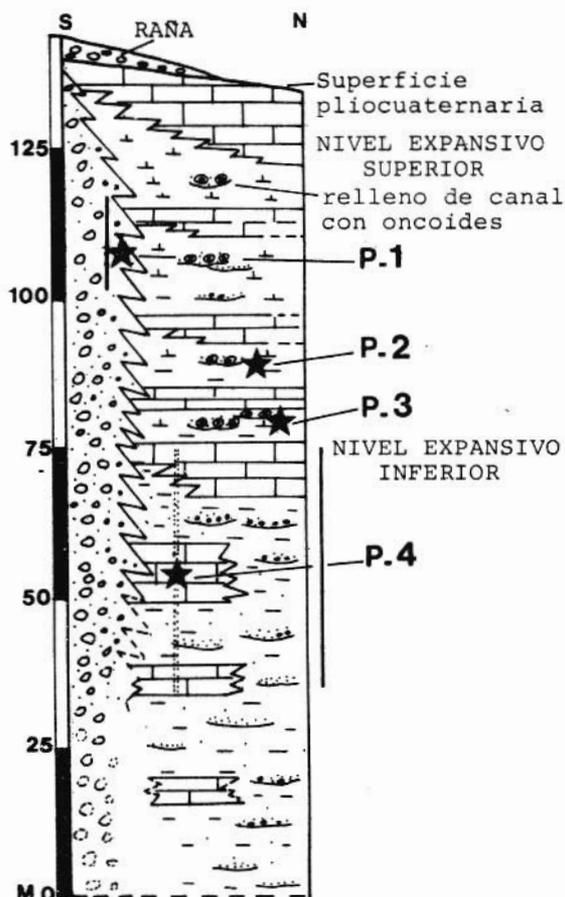


Figura 10.- Columna sintética del Mioceno en la zona de Honrubia - Aranda de Duero. Las estrellas indican la situación de las paradas 1, 2, 3 y 4 de la excursión.

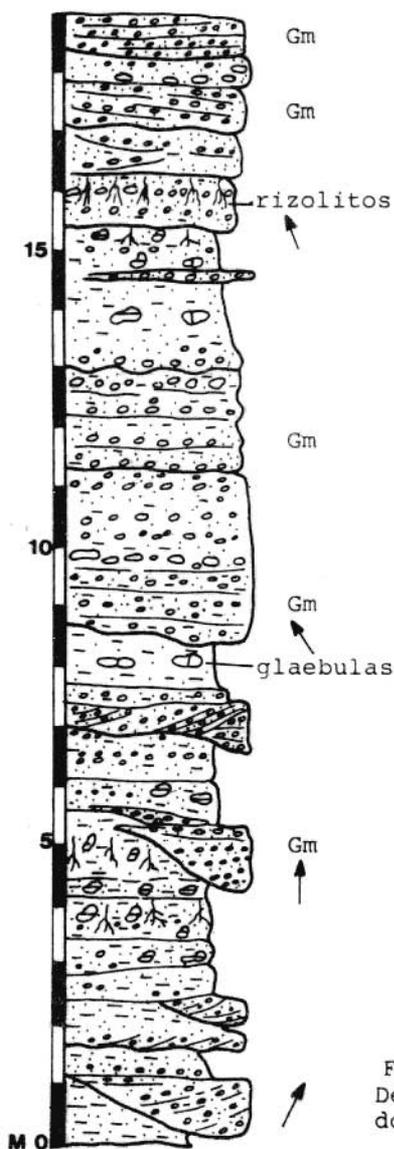
PARADAS DE LA EXCURSION

Parada 1: Fuentenebro (Fig. 11).

Objetivo: facies y secuencias correspondientes al sistema de abanicos aluviales de Honrubia.

Descripción.-

Es una sucesión estratigráfica de 25 m formada por dos megasecuencias de carácter negativo y estratocreciente. Se reconocen 4



NOTAS Y OBSERVACIONES

Figura 11.- Sección de Fuentenebro. Depósitos de abanicos aluviales asociados al borde de Honrubia. PARADA 1.

secuencias erosivas, no existiendo desniveles en sus extremos. En ocasiones manifiestan agudas depresiones de hasta 1 m encajadas en el término lutítico-arenoso subyacente. Recubriendo la superficie basal, se disponen facies conglomeráticas bimodales más o menos ordenadas $[G_m (Gt) \rightarrow G_{ms}]$, cuyos cantos presentan: una selección mala a media, escasa madurez textural y mineralógica, el eje mayor horizontal y un soporte lutítico-arenoso. El centil (15-40 cm) se sitúa algo por encima de la base del término conglomerático. Por encima de éste, suele disponerse un término arenoso-lutítico con pebbles dispersos, que pasa al término superior lutítico-arenoso. Ambos son masivos y suelen comportar acumulaciones pedogenéticas de carbonato (rizolitos y otras formas: nódulos, bulbos,...). Los cuerpos conglomeráticos presentan geometrias tabulares y pueden estar superpuestos. La media de la paleocorrientes es hacia el nor-noroeste.

Interpretación.-

El conjunto de características sedimentológicas y el enclave paleogeográfico indican la existencia de flujos proximales no confinados donde la carga es movida, en un principio, por el agua accionada por la gravedad (facies conglomeráticas correspondientes a depósitos de stream-channel). Más tarde los flujos pierden competencia, aumenta la viscosidad y tienen lugar interacciones granulares (facies masivas lutítico-arenosas con, o sin, cantos dispersos). El desplazamiento lateral de los flujos o (y) el cese temporal de aportes está indicado por la formación de caliches nodulares, lo que conlleva, además, un clima escionalmente seco.

Paradas 2: Moradilló de Roa (Fig. 12) y 3: Pardilla (Fig. 13).

Objetivo: Ambas paradas en conjunto muestran un sistema fluvio-lacustre con oncoides en la periferia del sistema de abanicos de Honrubia.

Descripción.-

En la Formación de Adrada de Haza (limitada a muro y techo por las dos unidades carbonatadas de carácter expansivo, Fig. 10) es muy frecuente la presencia de rellenos canalizados de 8 a 30 m de anchura por 1 m de espesor, que se caracterizan por su elevado contenido en oncoides. Estas estructuras algales tienen formas pseudo-esféricas y, en ocasiones, de bastoncillo (biscuit). Su tamaño oscila de 2 mm a 15 cm y el núcleo, no siempre diferenciable, puede

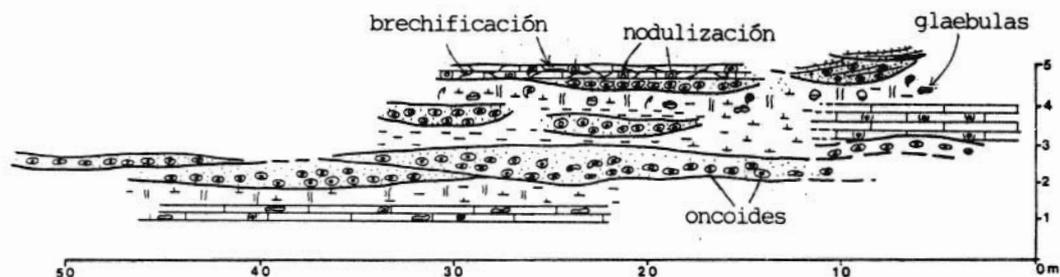


Figura 12.- Afloramiento de Moradillo de Roa. Esquema de la evolución de sistemas fluvio-lacustres con oncoides. PARADA 2.

LEYENDA GENERAL DE LAS COLUMNAS

SEDIMENTOS SILICICLASTICOS (TERRESTRES)

- C. Conglomerados
- Sm. Arenas
- Fw. Limos
- Fm. Arcillas
- Fm. Arcillas con nódulos de carbonatos

DEPOSITOS CARBONATADOS

- MC. Margas carbonatadas
- MC. Margocalizas
- Cm. Calizas homogéneas
- Ci. Calizas intrabiomicríticas
- Cf. Calizas félicas (orgánicas)
- Cf. Calizas orgánicas edificadas
- Calizas arenosas
- Cn. Calizas nodulizadas
- Cr. Caliza brechificada
- Cs. Caliza secundaria alternando con arcillas verdes
- Cs. Caliza secundaria alternando con arcillas marrones
- Ck. Caliza karstificada
- MD. Margas dolomíticas
- D. Dolomías

YESOS

- Gm. Yeso masivo
- Gr. Yesoarenita con laminación cruzada
- Gl. Yesoarenita con laminación lenticular
- Gc. Yesoarenita con estructura interna compleja
- Gt. Yesoarenita con estratificación cruzada
- Gf. Yesolita
- Y. Yeso selenítico

BIENES FÓSILES

- Fauna
- Gasterópodos
- Moldes de gasterópodos
- Opérculo de gasterópodos
- Caracolas
- Restos de moluscos
- Ostrácodos
- Restos de vegetales
- Restos de vegetales carbonizados
- Materia orgánica
- Foraminíferos

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS

- Estratificación cruzada en surco
- Estratificación cruzada planar
- Laminación cruzada (ripples de corriente)
- Laminación cruzada (ripples de oscilación)

OTROS

- Disturbación
- Raíces
- Microrraíces
- Estructuras prismáticas verticales
- Nódulos de carbonato
- Escape de fluidos
- Grietas de desecación
- Huellas fósiles
- Sílex
- Yeso microcristalino
- Yeso macrocristalino

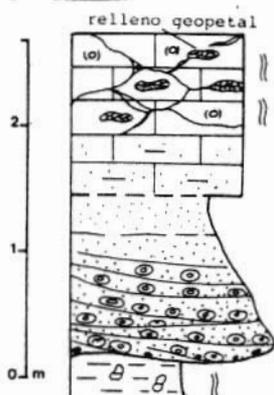


Figura 13.- Secuencia característica relacionada con un relleno de canal con oncoides en Pardilla. PARADA 3.

ser una concha de gasterópodo, un fragmento lutítico-carbonático del sustrato, un fragmento de otra estructura algal, una valva de pelecípodo (Unio)... La matriz que encaja los oncoides está formada por micrita y granos de cuarzo de tamaño arena, que se hallan fuertemente cementados. Esta característica impide, a veces, reconocer la organización interna de estos cuerpos, que suele estar formada por estratificación horizontal y estratificación cruzada en surco a mediana escala (esta puede llegar a ser muy abundante). Constituyen secuencias granodecrecientes (el tamaño de los oncoides disminuye a techo) que pasan por pérdida de los oncoides y granos de arena a margas o calizas con gasterópodos y ostrácodos. Estas últimas pueden presentar nodulización, brechificación, rizocreaciones y, localmente, rasgos hidromórficos.

El conjunto de paleocorrientes señala hacia el oeste en este sector.

Interpretación.-

La estrecha asociación entre estos rellenos y depósitos lacustres refiere un complejo fluvio-lacustre donde debió existir una interconexión entre zonas encharcadas, más o menos permanentes, a través de una red de canales. Los canales servirían para regular el nivel de las zonas encharcadas. El flujo continuo de agua en dirección este-oeste favorecería el desarrollo de los oncoides en el ámbito de determinadas zonas de los canales y en las zonas encharcadas. La removilización de estos elementos tendría lugar durante episodios energéticos altos (avenidas esporádicas o estacionales). No obstante, dada la baja densidad de estas estructuras durante su formación, no se necesitan corrientes especialmente rápidas para arrastrarlas.

El sentido general de los aportes hacia el oeste, la asociación con rellenos canalizados arenoso-conglomeráticos procedentes del este (con una composición litológica diferente a la de los abanicos aluviales procedentes de Honrubia), y el conjunto de características arriba expuestas conducen a la consideración de un enclave paleogeográfico especial situado en la parte distal de los abanicos aluviales de Honrubia y en la zona marginal de un sistema fluvial que viene del este.

Parada 4: Milagros (Fig. 14).

Objetivo.-

Observación de facies lacustres y palustres carbonatadas y su relación con facies fluviales. El tramo calizo superior representa el primer episodio expansivo lacustre.

Descripción.-

A lo largo de la sección se aprecian tres tramos carbonatados entre los que se intercalan dos siliciclásticos.

El tramo carbonático basal está formado por calizas intraclásticas, con macroporosidad alargada subhorizontalmente, bioturbación y, hacia el techo, rasgos pedológicos y granos de cuarzo dispersos. La porosidad presenta rellenos geopetales.

El tramo carbonático medio comienza con unas calizas arenosas de color rosa, que comportan estructuras nodulares y columnares. Pasa transicionalmente a un nivel calizo intraclástico de color gris. Encima se sitúan unas calizas grumoso-intraclásticas con trazas de raíces, que pasan a biomicritas con gasterópodos, ostrácodos y estructuras algales. En la parte inferior del tramo se aprecia una macroporosidad rellena por limos rojos, observándose, localmente, desarrollo de espeleotemas.

El tramo carbonático superior aflora parcialmente. Destacan las facies de biomicritas (alguna oncomicrita) y, a techo, predominan facies brechificadas e intraclásticas.

En el tramo detrítico inferior (12 m) destaca un relleno de canal que muestra en la base un "lag" con oncoides y cantos de cuarzo y cuarcita del sustrato. El resto son areniscas de grano grueso muy compactas con estratificación cruzada en surco a media escala que dan paso hacia el techo a arenas lutíticas y lutitas arenosas. Este relleno corta un depósito de lutitas arenosas muy

edafizadas con nodulizaciones de carbonato y rasgos hidromórficos.

El tramo detrítico superior presenta varias secuencias grano-decrecientes en las que se intercala un nivel de biomicritas con caráceas, ostrácodos y moluscos indeterminables. Destaca un relleno canalizado lenticular constituido por arenas conglomeráticas en la base que pasan a areniscas de grano medio a techo; muestra estratificación cruzada en surco que indica paleocorrientes hacia el suroeste.

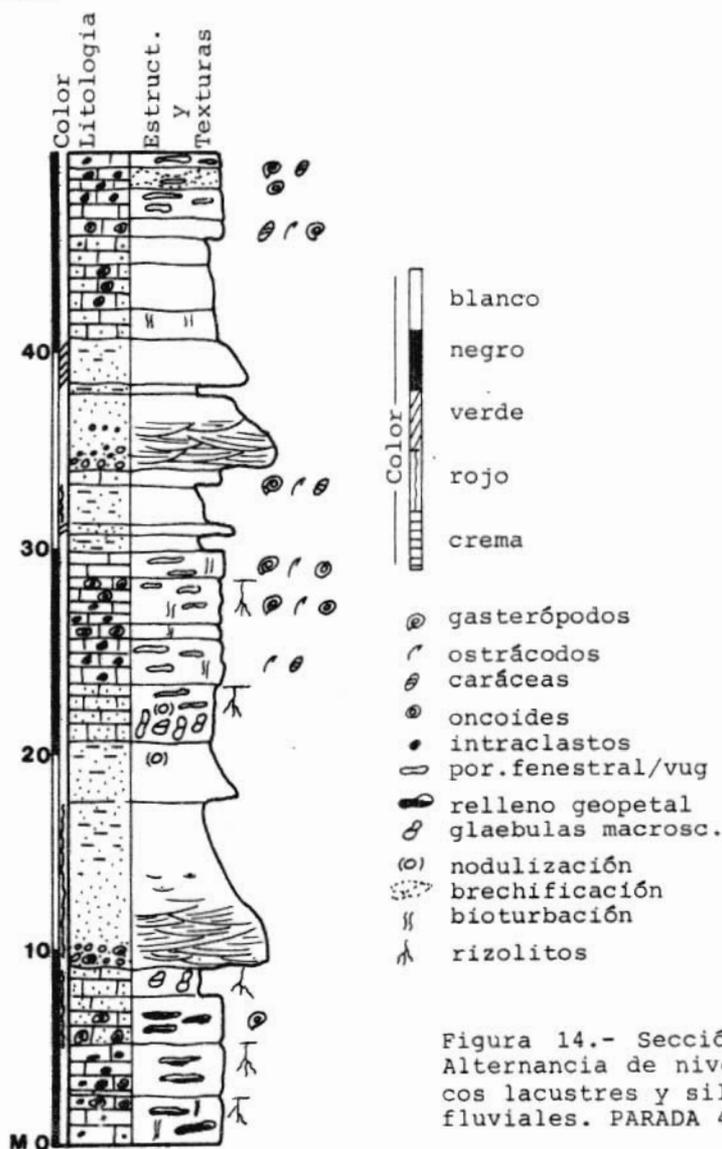


Figura 14.- Sección de Milagros. Alternancia de niveles carbonáticos lacustres y siliciclásticos fluviales. PARADA 4.

Interpretación.-

Las características sedimentológicas de los niveles calizos indican condiciones de encharcamiento somero con desarrollo de orlas palustres en un ambiente climático con períodos secos marcados. Esta sedimentación lacustre era periódicamente, y durante lapsos notables de tiempo, sustituida por otra de carácter fluvial, marcada a techo de las secuencias por episodios de escasa o nula sedimentación, durante los que se formaron niveles edafizados.

La sustitución del marco lacustre por el fluvial hay que buscarla en la pérdida del endorreísmo que acarreó el desplazamiento hacia el sur del sistema fluvial longitudinal. La subsidencia diferencial a lo largo del Aragoniense superior y el Vallesiense, cuando se depositaron los materiales que nos ocupan, debió jugar un importante papel en ello.

Parada 5: Peñafiel (Fig. 15).

Objetivo.-

Observación de sistemas lacustres margoso-lutíticos con yeso intersticial y sistemas lacustres carbonatados someros.

Descripción.-

En la columna pueden distinguirse tres grandes tramos:

El tramo rojo inferior está formado por secuencias granodecrecientes que comienzan por arenas de grano medio a grueso y acaban en lutitas. Los términos lutíticos aumentan a techo del tramo y suelen comportar yeso intersticial.

El tramo intermedio (de unos 40 m de espesor) está formado mayoritariamente por margas dolomíticas de tonos verdes y crema. En los dos tercios inferiores es frecuente el yeso intersticial meso y macrocristalino. Cerca de la base hay dos intercalaciones delgadas de yeso detrítico. Hacia la parte superior aparecen niveles de calizas y de dolomías que pueden presentar trazas de raíces y restos de caráceas. También se aprecia algún nivel de carácter travertínico.

En el tramo superior (de 25 m de potencia) se diferencian dos conjuntos. El inferior está constituido por dolomías crema (dolomicrosparitas) poco cementadas que incluyen niveles centimétricos de margas oscuras ricas en materia orgánica y con un elevado contenido

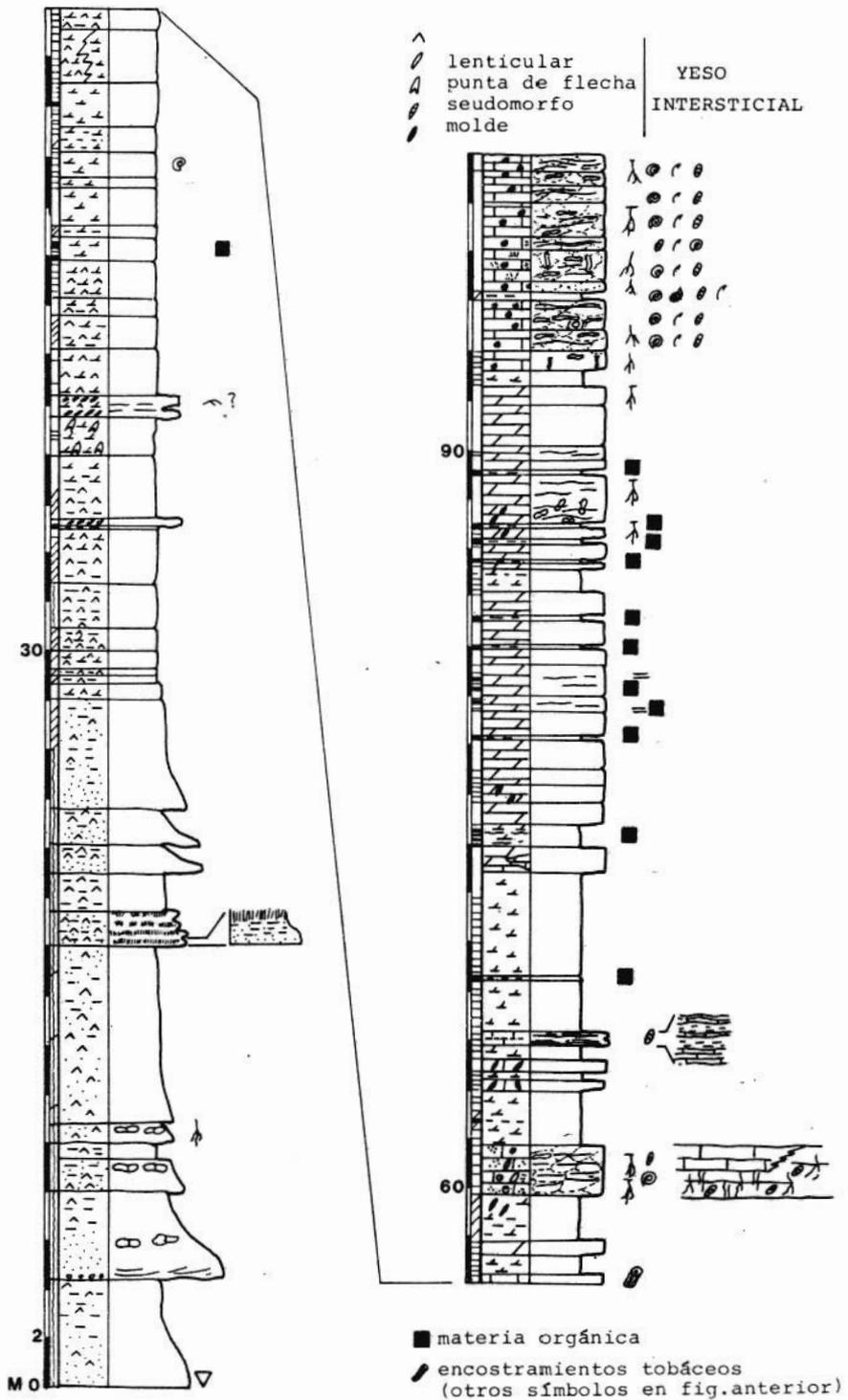


Figura 15.- Sección de Peñafiel. En la base, depósitos fluviales rojos. En el centro, facies margoso-lutíticas con yeso que terminan en el nivel carbonático superior. PARADA 5.

en sepiolita. Un nivel contiene gasterópodos y hacia el techo se aprecian trazas de raíces. El conjunto superior está formado por calizas (micritas, biomicritas e intramicritas) con porosidad fenestral, restos fósiles (caráceas, gasterópodos y ostrácodos) y trazas de raíces. Algunas capas muestran suaves ondulaciones de escala decimétrica no relacionadas con estromatolitos. Dentro de las calizas es frecuente la aparición de una fina brechificación (submilimétrica a milimétrica).

Interpretación.-

A lo largo de la columna se aprecia el paso progresivo de depósitos fluviales, pertenecientes a una red fluvial distal procedente del este, a depósitos margoso-lutíticos que representan la sedimentación en un marco de encharcamientos someros dentro de las llanuras expuestas. La formación de yeso intersticial respondería a un proceso de concentración de aguas vadoso-freáticas por el bombeo evaporítico originado por la intensa sequedad ambiental. El tramo superior representa un cambio en la sedimentación marcado por un escaso aporte de material siliciclástico y por la ausencia casi completa de yeso. Corresponde a medios lacustres carbonáticos someros como lo indica la abundancia de rizolitos y brechificación. Los niveles con estratificación ondulada observada en algunos niveles se pudieran relacionar con mecanismos de expansión como los invocados en la formación de estructuras "tee-pee".

SECTOR CENTRAL

INTRODUCCION Y MARCO ESTRATIGRAFICO.-

Los sedimentos de este sector han sido objeto de muchos trabajos, aunque las aportaciones mas relevantes sobre su estratigrafía se deben a Hernández Pacheco (1915) que diferenció los tres horizontes clásicos (Fig. 16 C), que supuso en continuidad sedimentaria y que atribuyó al Mioceno Medio y Superior, y a Royo Gómez (1926) que distinguió dos niveles de calizas "páramo" dentro del nivel de calizas superiores, de los cuales sólo el inferior se prolonga hacia el interior de la cuenca. La única modificación significativa a este esquema ha sido la de Ordóñez et al. (1981): para ellos la sedimentación neógena no fué continua y diferenciaron tres rupturas sedimentarias que individualizan cuatro unidades litoestratigráficas (Fig. 16 B).

Por su parte Mediavilla y Dabrio (in litt) han propuesto cuatro unidades litoestratigráficas individualizadas por tres rupturas sedimentarias (Fig. 16 A), con un significado algo diferente de las anteriores. La Unidad 1 incluye la denominada Facies de la Tierra de Campos de Hernández Pacheco (1915), la Facies de Dueñas (Del Olmo, 1978), la Unidad Dolomítica Inferior y la base de la Unidad Media de Ordóñez et al. (1981); la Unidad 2 corresponde con una

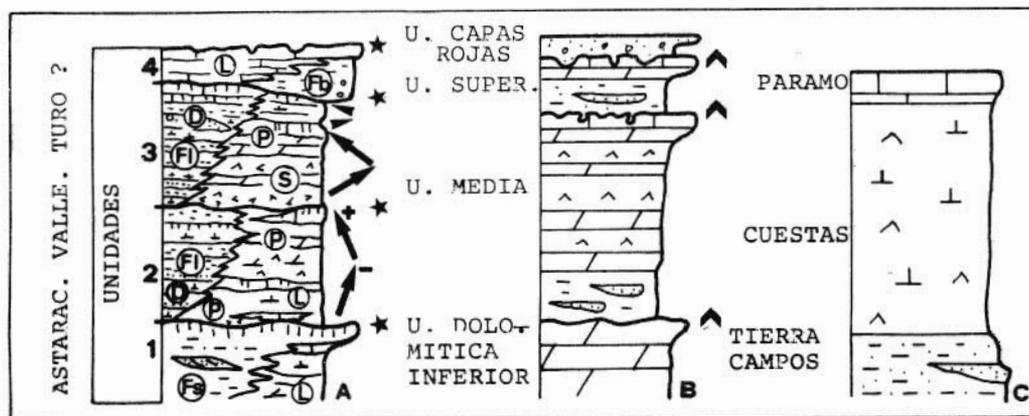


Figura 16.- Columnas estratigráficas generales propuestas para el Sector Central de la Depresión del Duero: (A) según Mediavilla y Dabrio (in litt), (B) según Ordóñez et al. (1981) y (C) según Hernández Pacheco (1915). Significado de las siglas: (L), lacustre; (S), lacustre salino; (P), palustre; (Fs), fluvio-lacustre; (D), deltaico; (Fb), fluvial trenzado y (Fs), fluvial de alta sinuosidad. Las flechas indican megasecuencias positivas (+) y negativas (-). Rupturas sedimentarias: (★), según Mediavilla y Dabrio (in litt) y (▲), según Ordóñez et al. (1981).

parte de la Facies de las Cuestas de Hernández Pacheco (1915); la Unidad 3 es equivalente a una parte de la Facies Cuestas y a la Caliza del Páramo de éste autor y la Unidad 4 corresponde a la Unidad Superior de Ordóñez et al. (1981).

Unidad 1.-

Se extiende por toda la zona pero sólo afloran los 30 m superiores. Está constituida por capas de margas, calizas y dolomias que, localmente, incluyen yeso ("L" en la Fig. 16 A). Estos sedimentos cambian lateralmente a arcillas y lutitas rojas ("Fs" en la Fig. 16 A) que incluyen cuerpos arenosos, margosos y calizos a distintas alturas estratigráficas. Corresponden en conjunto a contextos lacustres y fluviales. Los lagos eran, probablemente, poco profundos y estaban rodeados por franjas palustres o pantanosas. Los sistemas fluviales tenían canales sinuosos y amplias llanuras de inundación vegetadas, con pantanos y lagunas.

Hacia el techo de la Unidad se observa que los ambientes fluviales son expansivos con respecto a los lacustres: los materiales más altos estratigráficamente son limos y arenas rojas sobre los que, en algunos puntos, se dispone un conjunto de bancos de arcillas oscuras o de calizas que se interpretan como depósitos fluvio-lacustres. García Abad y Rey Salgado (1973) llamaron "niveles carbonosos" a unos materiales de litología y posición estratigráfica similares y los consideraron niveles guía que marcaban un hiato. En otros puntos se observan marmorizaciones edáficas e, incluso, paleosuelos que se consideran indicadores de una interrupción en la sedimentación (Mediavilla, 1985).

Unidad 2.-

Está constituida por sedimentos siliciclásticos y carbonatados que cambian lateralmente a otros carbonatados y yesíferos (Fig. 16 A), con un espesor variable entre 15 y 30 m. (Mediavilla y Dabrio, in litt).

Se pueden diferenciar dos tipos de asociaciones de facies:

* (1) - Siliciclásticas-carbonatadas. Comprenden arenas, limos y arcillas en cuerpos de geometría lenticular ordenados en secuencias granodecrescentes que se interpretan como lóbulos deltaicos lacustres ("D" en la Fig. 16 A). Las arenas rojas con laminación cruzada y las lutitas se asimilan al frente deltaico y las arcillas verdes al prodelta. Distalmente pasan a margas lacustres ("L" en la Fig. 16 A) o a arcillas y carbonatos con niveles edáficos interpre-

tadas como palustres (Mediavilla y Dabrio, 1986).

Además se observan arenas y lutitas rojas bioturbadas y localmente edafizadas, dispuestas en bancos tabulares que alternan con arcillas verdes y negras o con calizas nodulizadas. Se asimilan a depósitos de llanura de inundación con frecuentes encharcamientos ("F1" en la Fig. 16 A) o palustres ("P" en la Fig. 16 A) respectivamente.

* (2) - Incluye margas dolomíticas asociadas a yeso selenítico o bien a yeso masivo o laminado, considerados en conjunto como depósitos de lagos salinos. Se asume que en las distintas zonas de estos lagos el depósito variaba según el nivel del agua: en las áreas centrales precipitaba carbonato en periodos de expansión y sulfato (yeso selenítico) en los de retracción. Los periodos de expansión estaban marcados en las áreas marginales por fangos carbonatados que durante los periodos reactivos sufrían dolomitización y génesis de yeso intersticial prácticamente sinsedimentarias (Mediavilla, in litt). Los depósitos yesíferos de las llanuras fangosas marginales podían sufrir erosión (retrabajado) produciendo yeso detrítico (removido) que se acumulaba de nuevo en zonas someras sometidas a oleaje en forma de barras de hasta 70 cm de altura. Ejemplos de estos depósitos se encuentran en Valbuena (Fig. 18).

Es interesante notar que las dos asociaciones descritas tienden a ordenarse en una megasecuencia negativa de profundización es decir de aumento del carácter lacustre y, sobre ella, otra megasecuencias positiva de somerización que culmina con niveles de paleosuelos, bancos de margas dolomíticas o dolomias con macrocristales de yeso lenticular en cuyo techo se encuentran pisadas de animales y grietas de desecación. Estos rasgos se atribuyen a una emersión e interrupción en la sedimentación.

Estos rasgos de emersión no tienen por que indicar ningún acontecimiento anormal dentro de un contexto de cuenca continental endorreica. El hecho de atribuirlos a un interrupción sedimentaria se debe a dos razones: (1) es un rasgo generalizado en todas las columnas levantadas (más de 30), aunque el registro sea diferente en función de los ambientes implicados, y (2) las condiciones fisicoquímicas de la cuenca, la distribución de ambientes y muchos de los procesos sedimentarios cambian sustancialmente de uno a otro lado de la ruptura que se propone. Así, por ejemplo, los depósitos siliciclástico-carbonatados ocupan posiciones paleogeográficas distin-

tas por encima y por debajo de esta discontinuidad y los depósitos de yeso turbidíticos (que casi no existen en la Unidad 2) se hacen dominantes en la Unidad 3 (Mediavilla, in litt.).

Unidad 3.-

Esta unidad, de 30 a 40 m de espesor, incluye sedimentos siliciclásticos, carbonatados y yesíferos que se agrupan en dos asociaciones de facies, de modo semejante a la Unidad 2.

Se diferencian dos ciclos sedimentarios cada uno de los cuales está integrado por una megasecuencia negativa de profundización o aumento del carácter lacustre y otra suprayacente positiva o de somerización (Fig. 16 A).

La composición del primer ciclo es diferente según las áreas: en unas zonas lo forman sedimentos siliciclásticos y carbonatados interpretados como depósitos deltaicos (Torremormojón, Fig. 20) o fluvio-lacustres, mientras que en otras zonas lo integran depósitos yesífero-dolomíticos interpretados como lacustres y de llanura fangosa (Valbuena y Valdeolmillos, Figs. 18 y 19 respectivamente) y turbidíticos.

Gran parte de los sedimentos yesíferos resedimentados presentan morfologías lobuladas en las que los bancos muestran secuencias granodecrescentes. A partir de la morfología, litología, estructuras sedimentarias y secuencias se interpretan (Mediavilla y Dabrio, 1986) como lóbulos turbidíticos ("Ss" en la Fig. 16 A) alimentados por material retrabajado procedente de las llanuras fangosas salinas marginales donde se formaban dolomias y margas dolomíticas.

Los lóbulos yesoareníticos están rodeados por margas dolomíticas lacustres que intercalan niveles de yeso primario selenítico y de yesoarenitas con laminación lenticular. En la vertical pasan a dolomias palustres ("P" en la Fig. 16 A).

El segundo ciclo (superior) de la unidad 3 presenta litologías muy variadas: alternancias de calizas secundarias y arcillas, margas, calizas micríticas, calizas brechificadas, lutitas y arenas, depositados en ambientes lacustres marginales, palustres y fluvio-palustres durante etapas reactivas. En estas etapas los ambientes marginales progradaron hacia el interior de las cuencas. En la secuencia positiva del ciclo se encuentran también, aunque muy localmente, depósitos yesíferos. Se estima que su escasez se debe, precisamente, al carácter reactivo de los lagos que no favoreció su depósito.

La parte mas alta de la Unidad 3 está formada por las calizas del "Páramo" que Ordóñez et al. (1981) prefieren denominar "Páramo I". Han sufrido karstificación enmascara mucho su apariencia y litología originales.

El límite superior sólo se puede establecer con precisión cuando aflora la Unidad 4 suprayacente. Se sitúa a cotas que oscilan entre los 850 y los 890 m. Esta diferencia de altitud de hasta 40 m de unos puntos a otros sugiere que existe una disconformidad entre las Unidades 3 y 4 que pasa casi desapercibida por la aparente horizontalidad de las capas.

Unidad 4.-

Aparece de modo discontinuo con espesores mínimos entre 5 y 15 m. Es frecuente que sólo se preserve la parte inferior por desmantelamiento del resto, pero la hemos seguido hasta zonas centrales de la depresión en las Hojas de Astudillo, Torquemada y Baltanás, así como en los alrededores de Valladolid donde la han identificado también Portero (com. pers., 1986) y Pozo (com. pers., 1987). Equivale a lo que Ordóñez et al. (1981) llamaron Unidad Superior y su edad es desconocida por el momento.

Está formada por depósitos carbonatados (llamados "Paramo II" por algunos autores) que cambian lateralmente a, y son expansivos sobre, siliciclásticos (Fig. 16) dispuestos en bandas de dirección norte-sur. Los carbonatos consisten en margas, calizas micríticas con restos de gasterópodos y calizas brechificadas y se atribuyen a ambientes lacustres y palustres ("L" en la Fig. 16 A). Los siliciclásticos incluyen conglomerados con estratificación cruzada en surco alternantes con arenas rojas laminadas y los interperamos como rellenos de canales fluviales trenzados de baja sinuosidad excavados en lutitas rojas con rasgos edáficos, que suponemos sedimentadas en las llanuras de inundación asociadas ("Fb" en la Fig. 16 A).

PARADAS DE LA EXCURSION

Los materiales que se visitarán en las paradas (Fig. 17) corresponden a las Unidades 2 y 3.

AREA DE VALBUENA.

Se sitúa en el cuadrante noreste de la Hoja de Torquemada (274) del M.T.N. y se realizarán seis paradas a lo largo de un perfil cuya base está en las coordenadas Lambert: X = 554 e Y = 833,900.

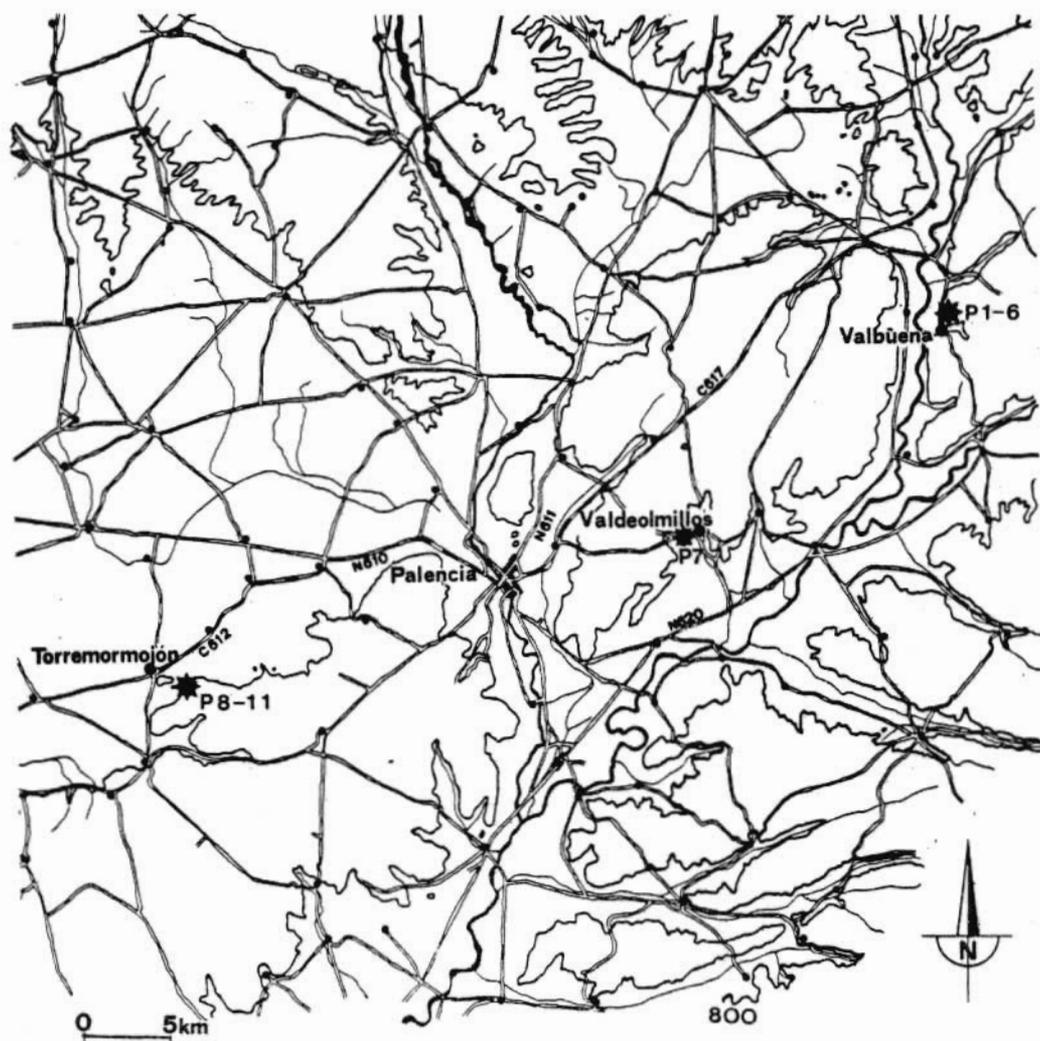


Figura 17.- Mapa de localización de las paradas (estrellas) del sector central de la Depresión del Duero, en la región de Palencia.

Parada 1: Límite de las Unidades 1 y 2 (Fig. 18.1)

Hacia el techo de la Unidad 1 aparecen lutitas rojas que pasan gradualmente hacia arriba a lutitas verde-grises y verde-rojas con algunos nódulos centimétricos de carbonato y, localmente, estructuras prismáticas verticales de varios centímetros de longitud. En nuestra opinión todos estos rasgos indican la presencia de procesos edáficos en las lutitas rojas y registran una interrupción en la sedimentación a partir de la cual se inicia el depósito de los materiales de la Unidad 2.

Parada 2: Depósitos deltaicos (Fig. 18.2).

Lutitas y arenas verdes con fauna de ostrácodos y laminación cruzada debida a la migración de ripples de corriente, organizadas en secuencias granocrecientes. El componente mayoritario de las arenas es cuarzo y el cemento es de yeso. Forman un cuerpo sedimentario muy extenso lateralmente pero de morfología lenticular que se intercala distalmente entre margas lacustres. Por todo ello se interpreta como un depósito de lóbulo deltaico fluvio-lacustre. Las facies observadas en este afloramiento se atribuyen al frente deltaico.

Parada 3: Depósitos lacustres salinos (Fig. 18.3).

Estan formados por alternancias de arcillas y yesolutitas o yesoarenitas con laminación cruzada debida a ripples de oscilación. Las arcillas decantaron en aguas tranquilas mientras que los niveles de yeso detrítico registran episodios de agitación por oleaje.

Parada 4: Depósitos de barras lacustres (Fig. 18.4).

Bancos, localmente amalgamados, de yesoarenita con estratificación cruzada en surco hacia la base y bioturbación hacia el techo. Los bancos son lenticulares y de escasa continuidad lateral. Se han interpretado como barras formadas por sedimento retrabajado del fondo bajo la acción de las corrientes lacustres, en las llanuras fangosas cubiertas de agua de las áreas marginales de los lagos.

Parada 5: Contacto entre las Unidades 2 y 3 (Fig. 18.5).

Se sitúa a techo de las dolomias con macrocristales de yeso lenticular depositados en llanuras fangosas subaéreas (Mediavilla, in litt.). Estos materiales culminan la megasecuencia positiva de

somerización que se formó por progradación de las márgenes del lago o por desecación, es decir, por disminución de la lámina de agua de éstos.

Como se indicó en la exposición general, se interpreta que existe una ruptura sedimentaria y que no se trata de una mera truncadura de la megasecuencia dentro de una historia de sedimentación continua por dos razones: la amplia representación del fenómeno en un área que supera los 5.000 km² y el notorio cambio de condiciones en la cuenca (y de los depósitos resultantes) a ambos lados del contacto.

En esta parada se observan los rasgos de somerización y de emersión asociados a la discontinuidad aunque con cierta dificultad. Ello se debe a que en esta zona de la cuenca predominaron las condiciones lacustres antes y después de la interrupción y las facies depositadas son muy parecidas a ambos lados.

Parada 6: Progradación de las márgenes del lago (Fig. 18.6).

El objetivo de esta parada es analizar el ciclo sedimentario inferior de la Unidad 3. Para conseguir una visión evolutiva de conjunto se realizarán observaciones sistemáticas de muro a techo:

- * (A) Alternancias de yesolutitas y arcillas lacustres
- * (B) Depósito de yeso selenítico, es decir, crecimiento de yeso a partir del fondo, asociado a margas dolomíticas lacustres, en cuyo seno aparecen mesocristales de yeso lenticular diagenético.
- * (C) Yesoarenitas con estratificación cruzada en surco y bioturbación a techo, correspondientes a barras depositadas en llanura fangosa subacuática.
- * (D) dolomias con macrocristales de yeso lenticular depositadas en llanura fangosa subaérea.
- * (E) Calizas nodulizadas con estructuras prismáticas hacia el techo, interpretadas como depósitos palustres.

La sucesión de facies entre A y B corresponde a un aumento del carácter lacustre y de la salinidad, mientras que entre C y E se registra una tendencia de somerización y progradación de las facies lacustres marginales y de las palustres.

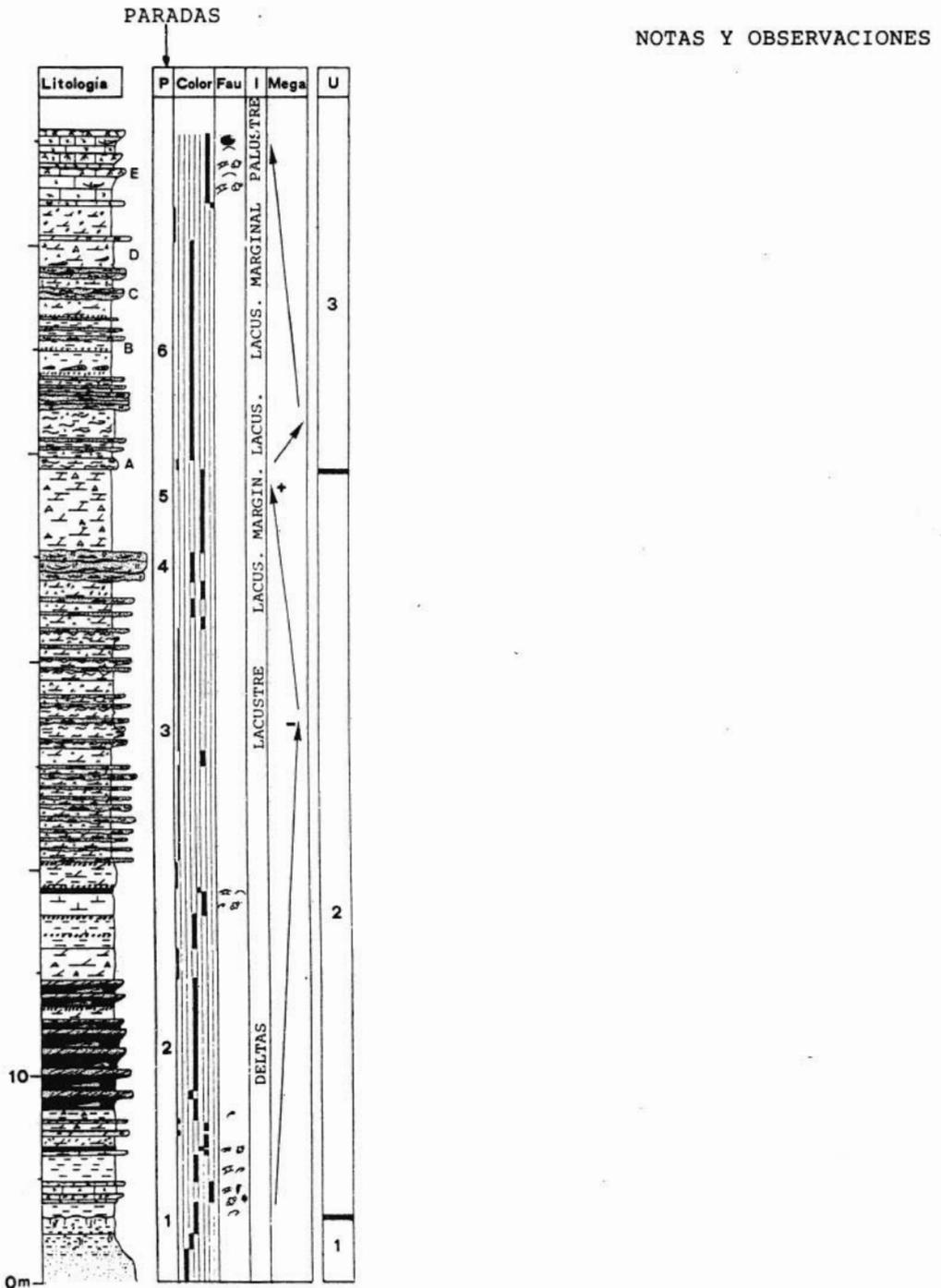


Figura 18.- Columna estratigráfica de Valbuena. Leyenda: (P), Paradas; Color, de izquierda a derecha, 1: crema, 2: rojo, 3: rojo-verde 4: verde, 5: negro, 6: blanco, 7: púrpura, 8: gris; (Fau): fauna y flora, (I): ambientes sedimentarios interpretados; (Mega): megasecuencias; (U): unidades estratigráficas.

AREA DE VALDEOLMILLOS.

Está situada en el cuadrante suroeste de la Hoja de Torquemada (274). Se realizará una parada en el punto de coordenadas Lambert X = 540, Y = 826,100.

Parada 7: Depósitos de llanura fangosa.

La secuencia (Fig. 19) registra el paso de llanura fangosa (mud flat) subacuática a subaérea.

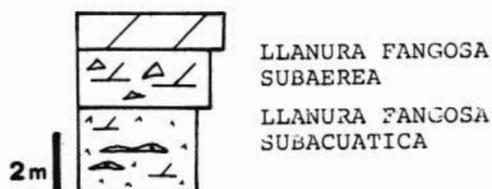


Figura 19.- Secuencia tipo en la Unidad 3 de Valdeolmillos.

La llanura fangosa subacuática está representada por dolomias o margas dolomíticas con microcristales lenticulares de yeso. Estos materiales se formaron como fangos carbonatados. La precipitación prácticamente sinsedimentaria de yeso lenticular hizo aumentar la relación Mg/Ca e indujo la dolomitización de los fangos. Parte de estos depósitos pudo removerse por erosión posterior, liberándose microcristales de yeso que el oleaje acumuló en niveles de yeso detrítico con laminación lenticular.

La llanura fangosa subaérea está representada en las dolomias con, o sin, micro y macrocristales de yeso lenticular, lo que indica que los procesos de génesis de yeso y de dolomitización eran más intensos en condiciones subaéreas.

AREA DE TORREMORMOJON.

Se sitúa en el cuadrante moreste de la Hoja de Dueñas (311) del M.T.N. y se realizarán seis paradas (Figs. 17 y 20) a lo largo de un perfil que empieza en el punto de coordenadas Lambert X = 511,200 e Y = 818,200.

El objetivo general es observar las Unidades 2 y 3 en un área donde los depósitos yesíferos no existen y las facies dominantes son detrítico-carbonatadas.

Parada 8: Contacto de las Unidades 1 y 2 (Fig. 20.8).

Hacia el techo de la Unidad 1 afloran limos rojos con intercalaciones de calcretas que pasan gradualmente hacia arriba a limos con colores rojo-verdes y verde-gris debidos a procesos de oxidación y reducción. Ocasionalmente aparecen estructuras prismáticas verticales. Portero et al (1982) y Mediavilla (1985) los interpretan como un suelo marmorizado (pseudogley) instalado sobre los limos rojos.

Parada 9: Depósitos fluvio-lacustres (Fig. 20.9).

La Unidad 2 está constituida en esta zona por tres intercalaciones de limos ocre-verdes (depósitos de llanura de inundación) entre margas y calizas (lacustre a palustre) y arcillas (palustre).

* (A) Depósitos lacustres y palustres (Fig. 20.9 A).

La secuencia comprende tres términos que de muro a techo son: (1) - margocalizas con ostrácodos lacustres; (2) - calizas nodulizadas cuyas texturas indican un régimen palustre, y (3) - arcillas negras o grises con nódulos centimétricos de carbonato y microcristales de yeso lenticular diagenético, que se interpretan como depósitos palustres muy afectados por procesos pedogenéticos.

Esta sucesión vertical registra una retracción de la lámina de agua del lago que lleva desde ambientes lacustres a otros mas someros palustres.

* (B) Depósitos de llanura de inundación (Fig. 20. 9 B).

Lutitas arenosas en bancos tabulares. Los constituyentes principales son: cuarzo, feldspatos, micas y arcillas, sobre todo illita y, en menor proporción, clorita y caolinita. Las capas presentan secuencias granocrecientes, laminación cruzada difusa y restos fósiles vegetales; el color es rojo o rojo-verde. Se interpreta que estos depósitos de llanura de inundación han sufrido procesos edáficos con bioturbación y marmorización.

* (C) Depósitos palustres (Fig. 20. 9 C).

Sobre los materiales anteriores se disponen otros que forman secuencias de: arcillas verdes - arcillas negras con conchas y opérculos de gasterópodos y girogonitos de caráceas - calizas nodulizadas con moldes de raíces. En nuestra opinión la secuencia registra el progresivo encharcamiento de la llanura de inundación

(arcillas verdes) y el paso progresivo a ambientes pantanosos (arcillas negras) y palustres (calizas nodulizadas).

Parada 10: Depósitos deltaicos y margen de lago progradante (Fig. 20.10).

En esta parada se estudiará la megasecuencia positiva del primer ciclo de la Unidad 3, realizando las siguientes observaciones:

- * (A) Depósitos deltaicos (Fig. 20. 10 A).

Conjunto de secuencias granocrecientes, alguna de las cuales está truncada a techo, formadas por: margocalizas con fauna de ostrácodos - lutitas masivas verdes con ostrácodos dispersos - lutitas arenosas rojo-verdosas. La secuencia vertical y la morfología lenticular de estos cuerpos sedimentarios permite su interpretación como lóbulos deltaicos en los que las margas representan los depósitos lacustres, las lutitas verdes los de frente deltaico (y prodelta?) y las lutitas rojo-verdes los de llanura deltaica (Fig. 21).

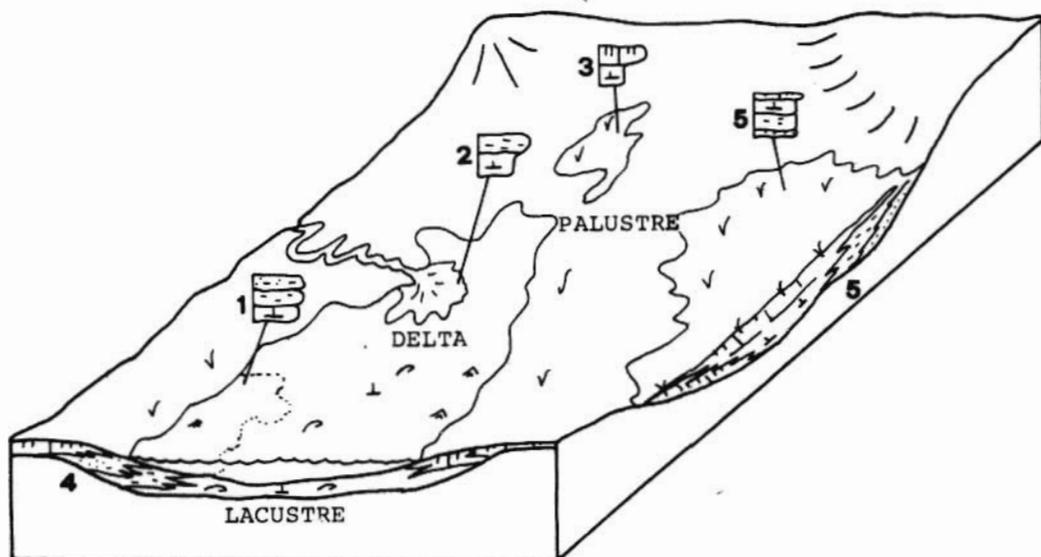


Figura 21.- Reconstrucción ideal de los ambientes sedimentarios y relaciones espaciales entre las diferentes asociaciones de facies. Modelo conceptual para la base de la Unidad 3 en el área de Torre-mormojón. Leyenda: (1 y 2), secuencias deltaicas; (3), secuencia palustre; (4), progradación de las márgenes del lago; (5), los tres términos inferiores de la secuencia registran la expansión de la lámina de agua del lago y el término superior (calizas con moldes de raíces) su posterior retracción.

* (B) Depósitos palustres (Fig. 20. 10 B).

Son margocalizas y calizas nodulosas con moldes de raíces que contienen conchas y opérculos de gasterópodos y girogonitos de cárcaras (Fig. 21).

La superposición de los materiales observados en A y en B registra una tendencia a la somerización derivada de la progradación de los ambientes deltaicos y palustres (Fig. 21).

Parada 11: Depósitos lacustres (Fig. 20. 11).

La secuencia de facies: lutitas rojas (5 cm) - lutitas verdes (deltaico) - margocalizas con ostrácodos lacustres registra una expansión del lago, seguida por una retracción que se registra en las margocalizas con moldes de raíces.

Resumen.

Por encima de la interrupción sedimentaria del techo de la Unidad 1, la sucesión de Torremormojón está formada por depósitos carbonatados que intercalan siete episodios detríticos de lutitas arenosas rojo-verdosas (Fig. 20).

Las tres intercalaciones de lutitas arenosas de la Unidad 2 se atribuyen a ambientes de llanura de inundación y las cuatro de la Unidad 3, que forman secuencias granocrecientes o granodecrescentes con los carbonatos lacustres, se asignan a depósitos deltaicos.

En la Unidad 2 los depósitos de llanura de inundación alternan con sedimentos lacustres y palustres y se asocian en una megasecuencia negativa debida a la expansión del sistema lacustre y, sobre ella, otra positiva causada por su retracción (Fig. 20).

Por encima de la interrupción sedimentaria que separa las Unidades 2 y 3 se reanuda la sedimentación en ambientes lacustres, deltaicos y palustres apreciándose un cambio de las condiciones físico-químicas de la cuenca. Este cambio se aprecia, por ejemplo, en la fauna de ostrácodos: en la Unidad 2 está formada por Cyprinotus salinus que habitaba en aguas poco salinas y por Ilyocypris gibba que vivía en aguas dulces (limnico-oligohalino), mientras que a base de la Unidad 3 aparece por vez primera Cyprideis tuberculata que vivía en aguas de elevada salinidad (mesohalino-polihalino).

BIBLIOGRAFIA

Se incluyen a continuación algunos trabajos que se consideran representativos se hayan citado, o no, expresamente en el texto. Para mayor simplicidad se ha procurado escoger los más recientes de cada autor donde el lector interesado puede obtener otras citas y referencias específicas sobre áreas o temas concretos.

ALONSO GAVILAN, G., 1981. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca). Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 438 p.

ALONSO GAVILAN, G., 1986. Paleogeografía del Eoceno Superior-Oligoceno en el S.O. de la Cuenca del Duero (España). *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 71-91.

ARMENTEROS, I., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroccidental de la Depresión del Duero. Ed. Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León. nº 1, 471 p.

ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A., 1983. El Neógeno del sector suroccidental de la Depresión del Duero. *Libro Jubilar J.M. Rios.* 2, 521-526.

ARMENTEROS, I., FERNANDEZ MACARRO, B., RECIO, C. y BLANCO, J.A., 1986. Análisis sedimentológico y paleogeografía en el Mioceno del sector de Sacramenia (Segovia)-Peñafiel (Valladolid). *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 247-262.

ARMENTEROS, I., GONZALEZ DELGADO, J.A., CIVIS, J. y DABRIO, C.J., 1986. El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: nuevos datos paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 263-275.

CARBALLEIRA, J. y POL, C., 1986. Características y evolución de los sedimentos lacustres miocenos de la región de Tordesillas ("Facies de las Cuestas") en el Sector Central de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 213-246.

COLMENERO, J.R., MANJON, M., GARCIA RAMOS, J.C. y VARGAS, I., 1982. Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde norte de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. IGME*, 6, 185-196.

CORROCHANO, A., 1977. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la Provincia de Zamora. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 336 p.

CORROCHANO, A., FERNANDEZ MACARRO, B., RECIO, C., BLANCO, J.A. y VALLADARES, I., 1986. Modelo sedimentario de los lagos neógenos de la Cuenca del Duero. Sector Centro-Occidental. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 93-110.

DEL OLMO, P. 1978. Mapa y memoria de la Hoja 311 (Dueñas) 1:50.000. IGME, Madrid.

GARCIA DEL CURA, A., 1974. Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero. *Est. Geol.* 30, 579-597.

GONZALEZ DELGADO, J.A., CIVIS, J., VALLE, M.F., SIERRA, F. y FLORES, J.A., 1986. Distribución de Foraminíferos, Moluscos y Ostrácodos en el Neógeno de la Cuenca del Duero. Aspectos más significativos. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 277-291.

GUISADO, R., SANTISTEBAN, J.I., ARMENTEROS, I., ALONSO GAVILAN, G. y DABRIO, C. J., 1987. Paleogene alluvial and lacustrine sequences related to tectonically active sierra fronts in eastern Duero Basin (Spain). 8th IAS Reg. Mtg of Sedimentology-Tunis 87. Abstracts, 255

HERNANDEZ PACHECO, E., 1915. Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. Junta Ampl. Est. Inv. Cient. Museo Nacional de Ciencias Naturales. 298 p.

I.G.C.P. No 219. TERTIARY BASINS, SPANISH GROUP, 1987. Tectosedimentary setting and evolution trends of some Tertiary lacustrine basins in the Iberian Plate: A preliminary report. Symp. IGCP on "Comparative lacustrine Sedimentology in Space and Time". IV Eur. Union Geoscience Biennial Meeting. Estrasburgo, 1987.

JIMENEZ, E., 1977. Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la Provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.* 88 (5), 357-364.

JIMENEZ, E., CORROCHANO, A. y ALONSO GAVILAN, G., 1983. El Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Libro Homenaje J.M. Rios.* 2, 489-494.

- LOPEZ MARTINEZ, N., GARCIA MORENO, E. y ALVAREZ SIERRA, M.A., 1986. Paleontología y bioestratigrafía (micromamíferos) del Mioceno Medio y Superior del Sector Central de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 191-212.
- MARTIN SERRANO, A., 1985. El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico. Tesis Doctoral, Univ. Compl. Madrid. 2 vol.
- MEDIAVILLA, R.M., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía. Univ. Salamanca (inéd). 135 p.
- MEDIAVILLA, R.M., 1987. Los yesos vallesienses del centro de la Depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.* (en prensa)
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J., 1986. La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 111-132.
- MEDIAVILLA, R.M. y DABRIO, C.J., 1987. Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero. *Rev. Soc. Geol. Esp.* (en prensa).
- MOLINA, E. y ARMENTEROS, I., 1986. Los arrasamientos Plio y Pleistoceno en el Sector Sur-Oriental de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 293-307.
- MONTES, M.J., ALONSO GAVILAN, G. y DABRIO, C.J., 1987. Early Cainozoic marine to terrestrial deposits in northeastern Duero Basin (Spain). 8th IAS Reg. Mtg of Sedimentology-Tunis 87. Abstracts, 356.
- ORDÓÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, A. y LOPEZ AGUAYO, F., (1981). Chemical carbonated sediments in continental basins: the Duero Basin. Abstracts I.A.S. 2nd Eur. Mtg. Bologna. 130-133.
- ORDÓÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, A. y BRELL., J.M., 1982. Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector S.E. de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min., IGME.* 6, 463-482.
- POLO, M.A., ALONSO GAVILAN, G. y VALLE, M.F., 1987. Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde S.O. de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmant.* 24, 229-245.
- PORTERO, J. y AZNAR AGUILERA, J.M., 1984. Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). I Congr. Español de Geol. Tomo III, 253-263.
- PORTERO, J., RAMIREZ DEL POZO, J y VARGAS ALONSO, I., 1982. Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Min. I.G.M.E.* 6, 11-37.
- POZO, M., 1987. Mineralogía y sedimentología de la "Facies de las Cuestas" en la Zona Central de la Cuenca del Duero: génesis de sepiolita y paligorskita. Tesis Doctoral, Univ. Aut. Madrid. 536 p.
- RIVAS CARBALLO, R. y VALLE, M.F., 1986. Nuevas aportaciones a la palinología del Terciario de la Cuenca del Duero. Torremormojón (Palencia). *Stvd. Geol. Salmant.* 22, 133-143.
- ROYO GOMEZ, J., 1926. El Terciario continental de Burgos. Excursión A-6. XIV Cong. Geol. Int. Madrid, 67 p.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., 1952. Explicación de la Hoja nº 375, Fuentelcásped (Burgos). Mapa Geol. de España 1:50.000. I.G.M.E., Madrid.

