

GEOLOGIA

Sedimentología de una unidad carbonatada lacustre del Mioceno Inferior. Sector nororiental de la Cuenca de Loranca (Provincia de Cuenca, España).

Por M. E. ARRIBAS MOCOROA (1),
J. MARTINEZ-SALANOVA (2) y M. DIAZ MOLINA (3)

RESUMEN

En el sector centro-oriental de la Cuenca de Loranca se han identificado tres unidades carbonáticas, entre las localidades de San Pedro de Palmiches y Villaconejos de Trabaque. Estas unidades fueron depositadas durante el Mioceno Inferior y se han denominado: Unidad de Valhondillo, Unidad de Villaconejos y Unidad de Priego-Albalate. En este trabajo se realiza el estudio sedimentológico detallado de la Unidad de Villaconejos, que forma parte del sistema deposicional de Valdeganga.

El análisis de los depósitos ha permitido deducir la influencia de la deformación tectónica en el relleno de la cuenca.

La Unidad de Villaconejos está constituida por depósitos carbonatados asociados a sedimentos ricos en materia orgánica. El análisis secuencial indica: a) episodios de profundización lacustre, y b) colmataciones lacustres progresivas.

Dicha Unidad refleja una evolución sedimentológica, que consiste en un predominio de depósitos lacustres en la base de la sucesión, con un cambio gradual a depósitos más someros, característicos de ambientes palustres.

Palabras clave: Sedimentología, Lacustre, Mioceno.

ABSTRACT

Three carbonatic stratigraphical units of Ramblian (Early Miocene) age have been identified in the eastern central area of the Loranca Basin, between San Pedro de Palmiches and Villaconejos de Trabaque. Their names are respectively the Priego-Albalate, the Valhondillo and the Villaconejos unit. A detailed study of the carbonatic unit of Villaconejos is given. This unit belongs to the Valdeganga depositional system.

The analysis of the deposits allows to deduce the influence of the tectonical deformation on the basin infill.

The Villaconejos unit consists of carbonate deposits in association with other materials with organic content. The sequence analysis points at a) deeping situations, and b) progresive lake colmatations.

The Villaconejos unit reflects a sedimentological evolution, which consists of a predominance of lacustrine deposits at the basal part and an upwards change to shallower deposits.

Key words: Sedimentology, Lacustrine, Miocene.

1. INTRODUCCION

La Cuenca de Loranca es, hoy en día, una depresión de contorno triangular, rellena de sedimentos terciarios. Esta cuenca está limitada, al O,

por la Sierra de Altomira, una estrecha alineación N-S de materiales mesozoicos, que la separa de la cuenca de Madrid. El borde E de la Cuenca de Loranca viene definido por la Serranía de Cuenca, con direcciones estructurales dominantes NO-SE. En este borde se refleja una historia tectónica que ha producido sucesivas deformaciones a lo largo del Terciario. Del borde E provienen la mayor parte de los aportes de materiales detríticos de naturaleza diversa (terrígenos, sulfatos y carbonatos). Ocasionalmente los propios

sedimentos de la cuenca son reelaborados (autofagia) durante estos episodios.

El borde oriental de la Cuenca de Loranca estaba situado, durante el Oligoceno Superior, al E del sinclinal de Mariana-Cañamares (DIAZ MOLINA et al., 1989). En el Aragoniense Medio termina de formarse el anticlinal de Bascuñana, estructura que delimita por el O al sinclinal de Mariana, y compartimenta en dos áreas la superficie inicial de la Cuenca.

En el borde O del anticlinal de Bascuñana es donde se sitúa nuestra zona de estudio, en la que se han observado numerosos episodios carbonatados terciarios y cuaternarios. Entre estos depósitos se encuentran, al menos, tres unidades lacustres terciarias, a cuyos sedimentos hemos denominado: Unidad Carbonatada de Villaconejos, Unidad Carbonatada de Valhondillo y Unidad Carbonatada de Priego-Albalate. En este trabajo se estudia la Unidad de Villaconejos, que se sitúa entre las localidades de Priego, Villaconejos de Trabaque y San Pedro de Palmiches (fig. 1). En el borde O del anticlinal de Bascuñana los materiales mesozoicos aparecen fuertemente plega-

dos y, sobre este sustrato, los sedimentos terciarios se apoyan discordantes (fig. 2). La ubicación y evolución de las pequeñas cuencas lacustres, donde se sedimentaron las unidades carbonatadas, han sido controladas por la actividad tectónica de la zona, ligada a la formación del pliegue de Bascuñana.

La gran diversidad de sedimentos lacustres presentes en la Unidad de Villaconejos hace muy interesante su estudio. El análisis sedimentológico permite discutir los cambios, a escala secuencial y general, en la sedimentación lacustre. En la Unidad de Villaconejos son frecuentes las secuencias asociadas a profundizaciones de la cuenca lacustre. Las secuencias de profundización, en depósitos continentales, son raras e implican una tasa de diastrofismo o subsidencia mayor que la tasa de sedimentación. La sucesión de eventos de profundización se asocia a la actividad tectónica del margen E, hoy en día cabalgante, de la Cuenca de Loranca.

2. SITUACION GEOLOGICA

La estratigrafía de la Cuenca de Loranca ha sido estudiada por diversos autores (VILAS & PEREZ GONZALEZ, 1971; MELENDEZ HEVIA, 1971; VIALARD, 1973; DIAZ-MOLINA, 1974; DIAZ-MOLINA & LOPEZ-MARTINEZ, 1979; DE TORRES et al., 1984; DE TORRES & ZAPATA, 1986) y resumida por DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985) y DIAZ-MOLINA et al. (1989). De acuerdo con estos últimos autores, se puede diferenciar, dentro de los materiales que constituyen el relleno de la cuenca terciaria de Loranca, dos unidades estratigráficas: Unidad Detrítica Superior y Unidad Terminal. Dichas unidades están formadas por sedimentos continentales y corresponden a uno o más sistemas deposicionales. La edad de estos materiales terciarios abarca un largo período de tiempo, desde el Oligoceno (p. p.) hasta el Mioceno Superior.

Estudios recientes llevados a cabo por DIAZ-MOLINA et al. (1989) ponen de manifiesto la existencia, dentro de la Unidad Detrítica Superior, de dos abanicos fluviales: el abanico de Villalba de la Sierra, cuyos depósitos se extienden desde el sinclinal de Mariana-Cañamares, hasta la Sierra de Altomira, y el abanico de Tórtola.

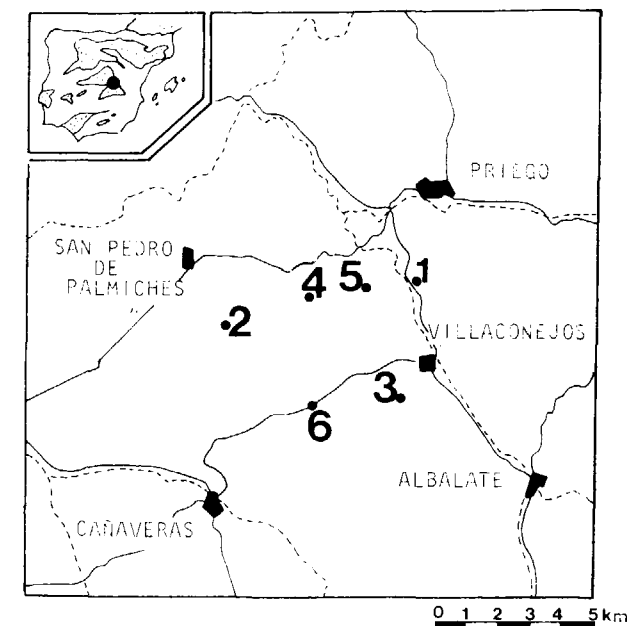


Figura 1.—Situación del área estudiada y esquema de afloramientos: 1) Valhondillo. 2) Barranco de Villalba. 3) Villaconejos. 4) Fuente del Borbotón. 5) Corral de Tormo. Y 6) Kilómetro 6 carretera Cañaveras-Villaconejos.

(1) Dpto. Petrología y Geoquímica e Inst. Geol. Económica (CSIC). Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(2) Dpto. Paleontología e Inst. Geol. Económica (CSIC). Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(3) Dpto. Estratigrafía e Inst. Geol. Económica (CSIC). Univ. Complutense. 28040 Madrid.

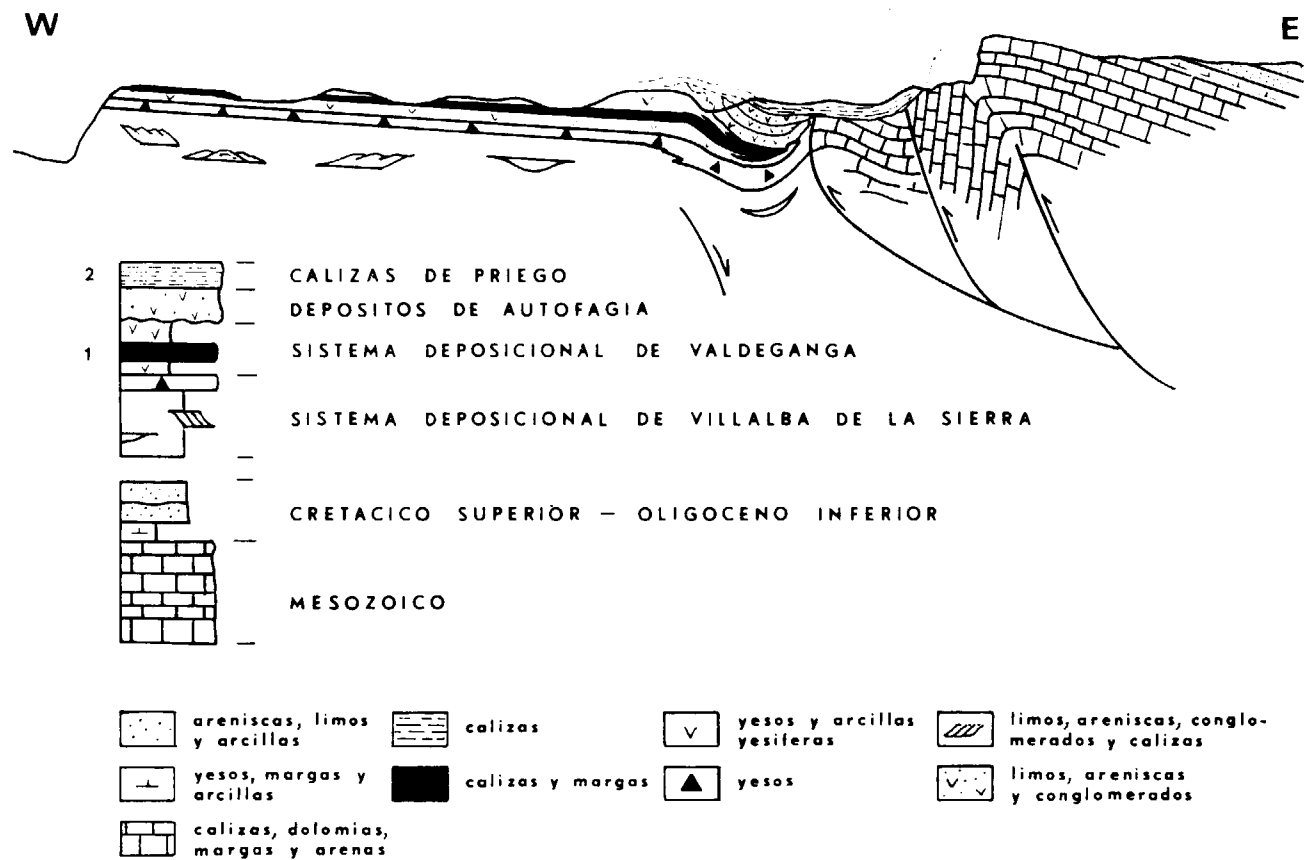


Figura 2.—Corte idealizado del anticlinal de Bascañana. 1) Unidad carbonatada de Villaconejos, y 2) Unidad carbonatada de Priego-Albalate.

La Unidad de Villaconejos pertenece al sistema deposicional de Valdeganga, situado en la base de la Unidad Terminal (fig. 2). Presenta su espesor máximo en el sector de Priego-Villaconejos de Trabaque, y se adelgaza considerablemente hacia el NO, en el sector de San Pedro de Palmiches (fig. 3).

La historia de estos depósitos está ligada a la actividad de los sistemas deposicionales y a la evolución tectónica de la cuenca. La sedimentación carbonatada se produjo en áreas laterales, no activas, de los sistemas fluviales o marcan momentos de tranquilidad tectónica a escala cuencal.

La datación de estos sedimentos como Mioceno Inferior se ha podido realizar gracias a la presencia de facies con restos de micromamíferos, únicos fósiles que permiten actualmente datar

con precisión el Terciario continental. Como escala de referencia usamos la zonación del Neógeno continental ibérico de DAAMS & FREUDENTHAL (1981) y DAAMS & VAN DER MEULEN (1984), que representan con letras mayúsculas las diferentes unidades, establecidas con micromamíferos fósiles (Z, A, B, C, ..., I; ver la puesta al día más reciente en DAAMS & FREUDENTHAL, 1988).

En la Unidad de Villaconejos (fig. 3) han aparecido sedimentos fosilíferos (localidad de Villaconejos de Trabaque, biozona Z).

En la Unidad de Valhondillo (fig. 3) se sitúa el yacimiento de Priego-3 (DAAMS et al., 1986), biozona A (Ramblense Superior, Mioceno Inferior), recientemente muestreado de nuevo con el nombre de Valhondillo-1. Este cambio de nombre se debe a que con las obras de ampliación

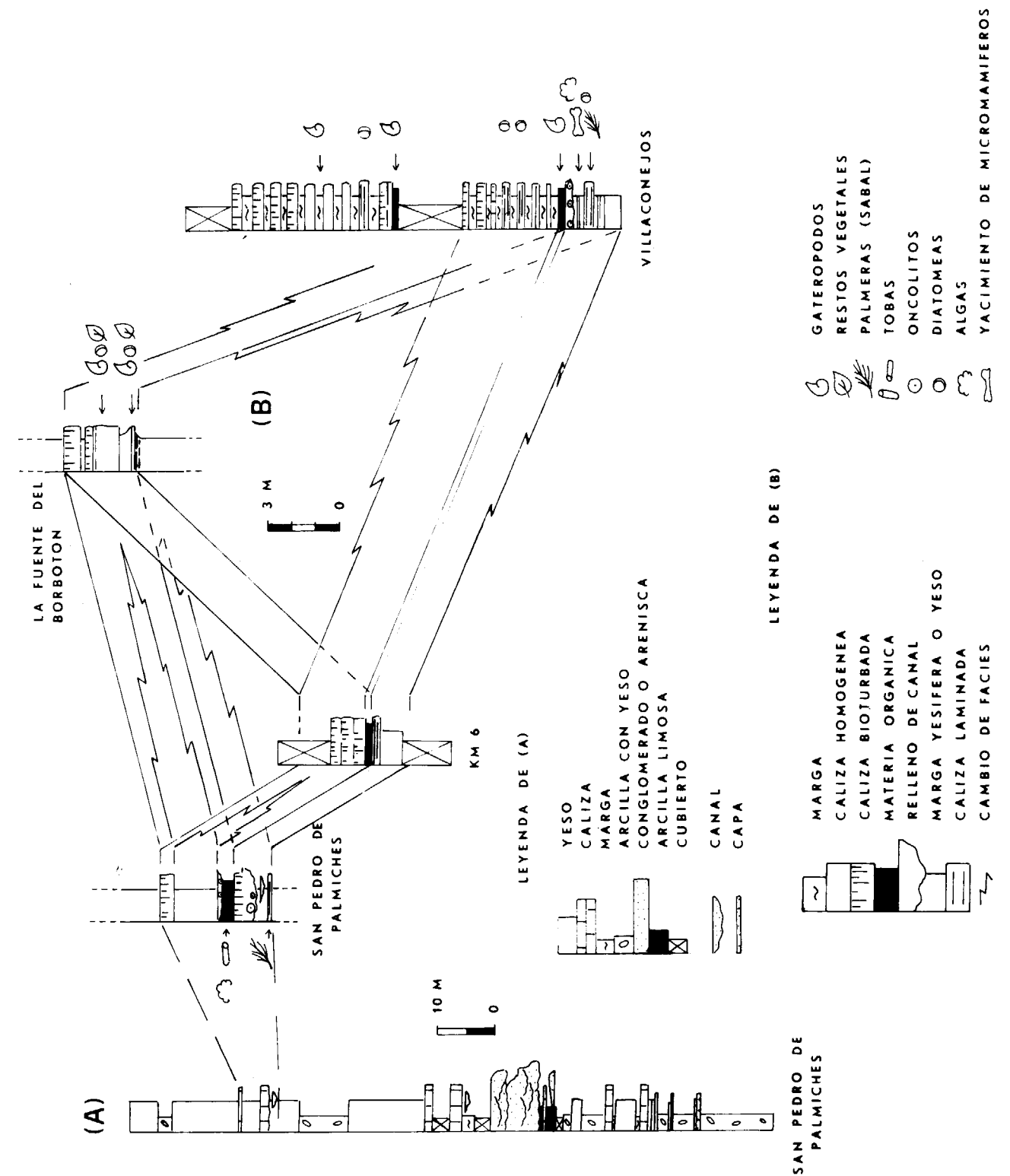


Figura 3.—Unidad carbonatada de Villaconejos. Situación estratigráfica y correlaciones.

de la carretera junto a la que se encuentra el yacimiento, se ha eliminado el punto muestreado originalmente, apareciendo además otros pequeños niveles similares, por lo que la identificación precisa del nivel anterior es difícil. Se trata también de evitar la confusión nominal con la Unidad de Priego-Albalate, más moderna.

En la Unidad de Priego-Albalate hemos localizado diversos puntos favorables a la conservación de micromamíferos fósiles, de los que la localidad de El Cerro, tras un muestreo preliminar, ha proporcionado escaso material, pero asignable provisionalmente a la zona D (Aragoniense Medio; DAAMS, com. pers.).

La confirmación de la edad de esta última Unidad, a partir de nuevos muestreos, permitirá supradatar los depósitos de autofagia, discordantes y lateralmente paraconformes, presentes en la zona. Los depósitos de autofagia están situados por debajo de la Unidad de Priego-Albalate, y originados por una deformación tectónica de escala local (N-S) que reactivó la estructura que hoy en día se conoce como anticlinal de Bascuña. Su posición estratigráfica puede verse en la figura 2.

En toda la Cuenca de Loranca no existen yacimientos de micromamíferos fósiles correspondientes a la zona Z (Aragoniense Medio). No obstante, esta biozona podría corresponder a los depósitos de autofagia.

Cabe la posibilidad, no contrastada todavía, de que la ausencia de yacimientos de la biozona B (hiato), y la reactivación tectónica del borde E de la Cuenca de Loranca durante el tiempo equivalente, se encuentren asociados a un episodio tectónico de escala cuencal.

La deformación en este margen se acentúa durante el Aragoniense Medio (zona B), como se deduce por la entrada brusca de los sedimentos de autofagia. Esta etapa tectónica parece detenerse en la zona D, representada por la Unidad de Priego-Albalate, coincidiendo con la ruptura sedimentaria del Aragoniense Medio de LOPEZ MARTINEZ et al. (1987). La zona sufre importantes deformaciones posteriores, pero ya con direcciones estructurales diferentes (NNO-SSE).

3. UNIDAD CARBONATADA DE VILLACONEJOS

Está constituida por una sucesión de sedimentos fundamentalmente carbonatados, con una potencia máxima de 17 m., en el sector de Villaconejos de Trabaque, y mínima de 4 m., en el sector de San Pedro de Palmiches. Estos sedimentos se apoyan concordantemente sobre unos materiales evaporíticos (yesos y lutitas yesíferas), que constituyen la base del sistema deposicional de Valdeganga en este margen de la cuenca. A techo también están limitados por la presencia de materiales evaporíticos, que marcan el final de la sedimentación del sistema deposicional de Valdeganga en el área de estudio.

Para el estudio petrológico y sedimentológico de estos sedimentos se realizaron las siguientes secciones estratigráficas: San Pedro de Palmiches, Villaconejos de Trabaque y Fuente del Borbotón (fig. 1). Dichas secciones se han complementado con pequeños cortes estratigráficos realizados: en el Barranco de Villalba (próximo a San Pedro de Palmiches), el Corral del Tormo y en el kilómetro 6 de la carretera comarcal que comunica Cañaveras y Villaconejos de Trabaque.

En estas secciones y cortes estratigráficos se observan las siguientes facies: margas, niveles de materia orgánica, calizas laminadas, margas con oncolitos canalizadas, calizas bioclásticas negras y calizas bioturbadas. Dichas facies se relacionan entre sí en asociaciones que caracterizan la sedimentación de la Unidad Carbonatada de Villaconejos (fig. 4). En las secciones estudiadas se observa una continuidad lateral en las facies, así como una misma evolución sedimentológica en sentido vertical. Por ello se ha elegido la sección estratigráfica de Villaconejos, como representativa de la Unidad de Villaconejos, ya que en ella quedan representadas las principales facies y asociaciones de facies características. Dentro de dicha sección se han reconocido tres asociaciones de facies fundamentales (figura 4).

3.1. DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE LAS FACIES

A continuación se describen las principales facies que caracterizan la sedimentación en la Unidad Carbonatada de Villaconejos:

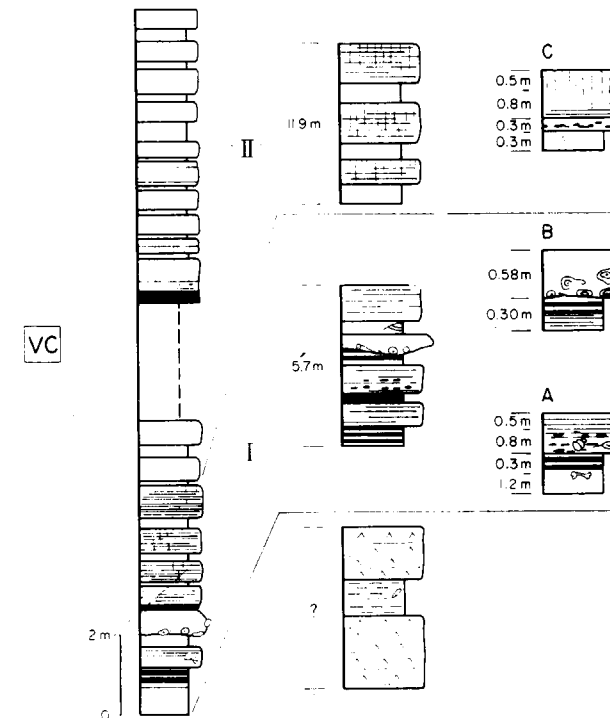


Figura 4.—Sección estratigráfica de Villaconejos: Asociaciones secuenciales y de facies.

- Margas.
- Materia orgánica.
- Calizas bioclásticas negras.
- Margas con oncolitos canalizadas.
- Calizas laminadas.
- Calizas bioturbadas.

Margas

Estas facies aparecen en todas las secciones estudiadas en relación a asociaciones A, B y C, en donde forman los términos basales de las mismas (fig. 4). En general, aparecen alternando con capas de materia orgánica en asociaciones A y B, siendo muy carbonosas. También pueden presentar un cierto contenido en yeso pulverulento. El espesor de estas facies no sobrepasa los 0.7 m., y no se han observado procesos diagenéticos tempranos subaéreos desarrollados en ellas. En general, las facies de margas son interpretadas como los primeros depósitos sedimentados dentro de la cuenca, a partir de la decantación de material arcilloso sobre el fondo del lago. La presencia de materia orgánica dentro de ellas refle-

ja una evolución hacia condiciones anóxicas en la cuenca.

Materia orgánica

Aparece en la base de las secciones estudiadas y en relación a asociaciones de facies A y B, formando parte de los términos inferiores (fig. 4). La materia orgánica se presenta en niveles negros porosos. Estos niveles presentan una laminación milimétrica y planoparalela, en cuyos planos se reconocen, en ocasiones, restos vegetales (hojas y tallos). Pueden alternar con delgados niveles de margas y su espesor no sobrepasa los 0.3 m.

La materia orgánica constituye un sedimento organógeno característico de lagos eutróficos en los que existe abundancia de fitoplacton (aguas lacustres) y/o en plantas superiores (orlas palustres marginales). La materia orgánica se puede acumular tanto en zonas litorales como en zonas más profundas, si bien en las zonas litorales la existencia de una mayor acumulación de organismos conlleva una mejor preservación de la estructura original de los mismos. Estos niveles de materia orgánica se han interpretado como sedimentos palustres depositados en condiciones anóxicas, marcando períodos de colmatación y envejecimiento del lago.

Calizas bioclásticas negras

Se presentan en casi todas las secciones y están asociadas a niveles de margas carbonosas y/o niveles de materia orgánica. Tienen poco espesor, no sobrepasando los 0.3 m. Constituyen los términos intermedios de las asociaciones de facies A y C (fig. 4). Son calizas muy micríticas y de color gris oscuro a negro, probablemente debido a su contenido en materia orgánica. En estas facies se reconocen varios tipos de bioclastos, dominando fundamentalmente los gasterópodos y las algas.

Petrográficamente son «biomicritas con materia orgánica», y entre los bioclastos observados hemos diferenciado: gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, caráceas, cianobacterias y diatomeas. La materia orgánica se presenta en fragmentos de morfologías indeterminadas de tonos ocre, así como fragmentos acaramelados de microestruc-

tura laminar, pudiendo tener un origen vegetal. Al microscopio de reflexión con excitación azul-violeta son claramente identificables numerosos cuerpos algales comparables con los descritos por PERMANYER & GARCIA (1986), y que pueden ser atribuidos a colonias de *Botryococcus braunii*. El color de fluorescencia amarillo pálido-amarillo limón indicaría un grado de relativa inmadurez de la materia orgánica (ROBERT, 1979 y 1985). En general, se observa cómo la micrita se encuentra también teñida por estos tonos ocres, debido a la presencia de materia orgánica diseminada en la matriz. También se ha observado en la matriz una gran proporción de cianobacterias con microestructura tubiforme, así como pseudomorfos lenticulares de yeso, dispersos y con diversos tamaños (0.05-0.5 mm.).

A partir de las características sedimentológicas y petrológicas de estas facies, se han interpretado dichos sedimentos como materiales lacustres típicos de ambientes de sedimentación tranquila por debajo de la lámina de agua y en condiciones anóxicas suficientes para la preservación de materia orgánica. Son facies que representan términos de transición entre una sedimentación palustre organógena (niveles de materia orgánica) y una sedimentación lacustre carbonatada. Los contactos graduales entre las facies indicaría un cambio, también gradual, hacia condiciones de mayor oxigenación dentro de la cuenca.

Margas canalizadas con oncolitos

Se presentan en la sección de Villaconejos formando un nivel canalizado de espesor 0.6 m. (asociación de facies B) (fig. 4). En la sección de San Pedro de Palmiches, también aparecen facies oncolíticas canalizadas, pero en este caso constituyen niveles de calizas algales oncolíticas. El nivel de margas con oncolitos se acuña lateralmente en tránsito a calizas laminares. El relleno del canal son margas con una gran acumulación de oncolitos, fragmentos de estromatolitos y otros tipos de construcciones algales.

El estudio petrográfico de los oncolitos permite diferenciar envueltas de crecimiento de origen algal en los que se reconocen pares de láminas (oscura-clara) que se repiten a lo largo de la envuelta. Las láminas oscuras son micríticas a pel-

micríticas, y en ellas no se reconocen restos orgánicos, siendo normalmente de escaso espesor (0.05 mm.). Las láminas claras están constituidas por cristales prismáticos de calcita esparítica de 1 mm. de espesor, y en ellas se llegan a reconocer vestigios orgánicos de filamentos algales tubiformes dispuestos perpendicularmente a la superficie de crecimiento. Esta microestructura tubiforme corresponde a cianobacterias, siendo muy semejantes al género *Phormidium*, citado por SCHAFER & STAPF (1978) en sedimentos lacustres. Por otra parte, los núcleos están constituidos por una micrita grumelar de posible origen algal con terrígenos (cuarzo fundamentalmente).

Diversos tipos de depósitos algales relacionados con sedimentos continentales han sido estudiados por numerosos autores (FREYDET & PLAZIAT, 1972; ORDOÑEZ & GARCIA DEL CURA, 1977; SCHAFER & STAPF, 1978; ANADON & ZAMARREÑO, 1981), tanto desde un punto de vista petrológico como sedimentológico. La presencia de facies canalizadas intercaladas entre sedimentos lacustres indica una relación estrecha con sistemas aluviales asociados. En nuestro caso, las facies oncolíticas canalizadas representarían sedimentos ligados a las desembocaduras de canales dentro del lago, y se localizarían fundamentalmente en el área de San Pedro de Palmiches.

Calizas laminadas

Aparecen en todas las secciones estudiadas y en relación a otras facies en asociaciones A y C (fig. 4). Son muy frecuentes y características en todo el área de estudio, pero se adelgazan considerablemente en las secciones de San Pedro de Palmiches y Fuente del Borbotón, mientras que en la sección de Villaconejos es donde presentan un mayor espesor. Se caracterizan por tener una laminación milimétrica y paralela de tipo «varvado» constituida por láminas claras y oscuras de carbonato que alternan consecutivamente. A favor de estas láminas se concentran restos vegetales (grandes hojas de *Sabal*, entre otros) y gasterópodos.

Petrográficamente corresponden a «micritas algales» en las que se han reconocido una gran multitud de secciones circulares (40 micras de diámetro) y cilíndricas (0.3 mm. de longitud), que son interpretadas como diatomeas calcitizadas (lámina I, 1 y 2). No es posible advertir estruc-

tura interna de diatomeas, sin embargo por su morfología exterior y por los análisis de microsonda, que revelaron la presencia de sílice, se puede deducir que fueron diatomeas. La disposición de las diatomeas es aparentemente caótica, si bien se concentran en láminas planoparalelas. Además de este tipo de algas se han reconocido ostrácodos y caráceas, que pueden llegar a dar importantes concentraciones a favor de la laminación y alternar con láminas de diatomeas.

Calizas muy similares a las aquí descritas han sido citadas por COLOM (1983) en sedimentos lacustres del Oligoceno de Mallorca y clasificadas como calizas con cordones de *Melosira*, un tipo de alga diatómea. Dicho autor encuentra estas algas en facies de calizas «varvadas» (calizas «café con leche») que considera como formadas en ambientes lacustres profundos y también en relación a sedimentos organógenos (lignitos). En ambientes lacustres actuales como el lago Zurich, KELTS & HSÜ (1978) han descrito diatomeas en relación a sedimentos carbonatados y con laminación de tipo varvado y materia orgánica. En este caso se trataría de un lago con una profundidad relativamente elevada y con estratificación térmica del agua. No obstante, en ambientes lacustres actuales poco profundos (0-5 m.), se han encontrado diatomeas en relación a sedimentos ricos en materia orgánica (ANDREJKO et al., 1983).

Las diatomeas se desarrollarían como consecuencia de una profundización y rejuvenecimiento de la cuenca lacustre, a partir de un aporte hídrico rico en sílice. En las zonas más profundas del lago, y de manera periódica, se producirían *blooms* algales de diatomeas, que originarían una estructura de tipo varvado. En estas zonas de tranquilidad se depositarían, junto con las diatomeas, restos vegetales flotantes de la superficie lacustre (hojas de *Sabal*, fundamentalmente), así como fitoplacton. Las intercalaciones de láminas ricas en ostrácodos y/o caráceas se podrían explicar como cambios en las condiciones ambientales lacustres.

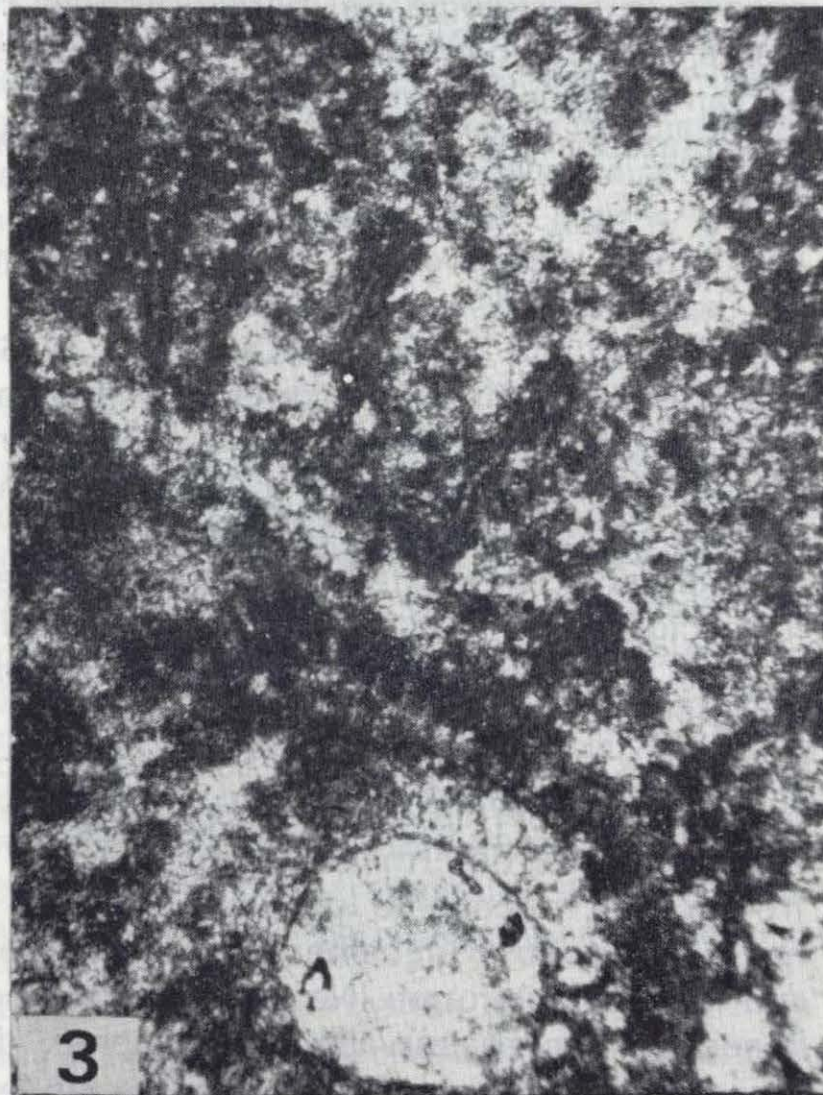
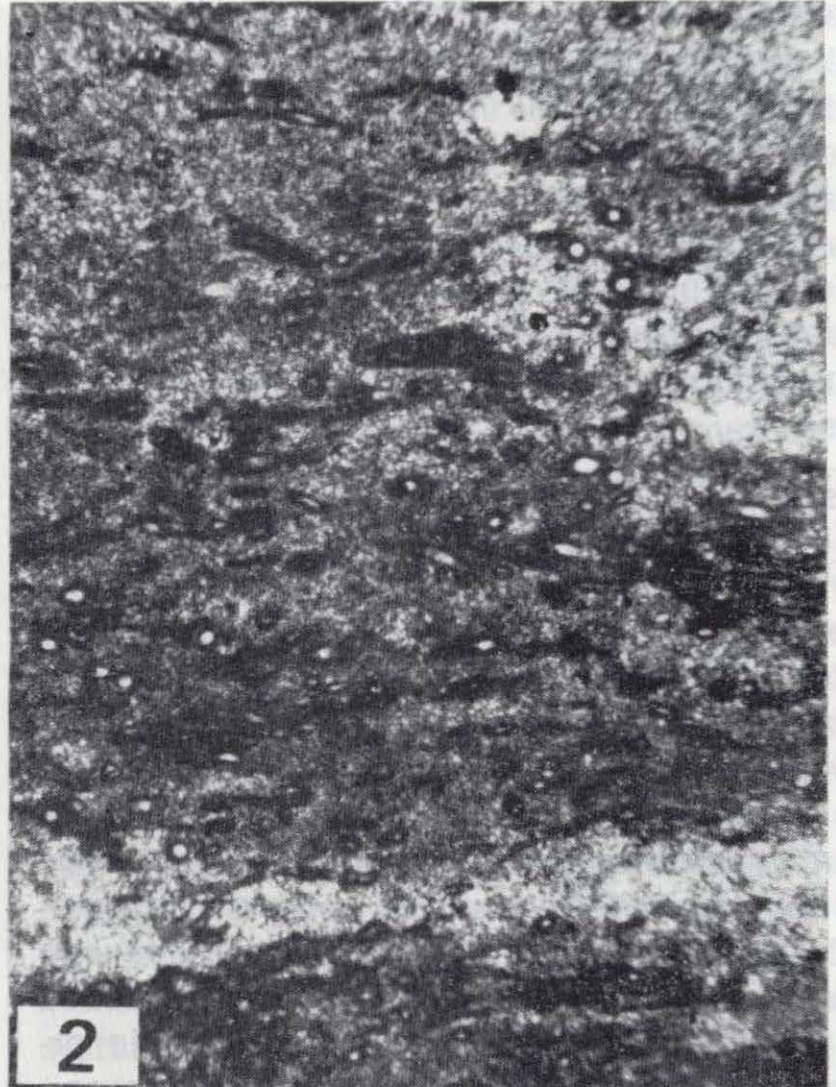
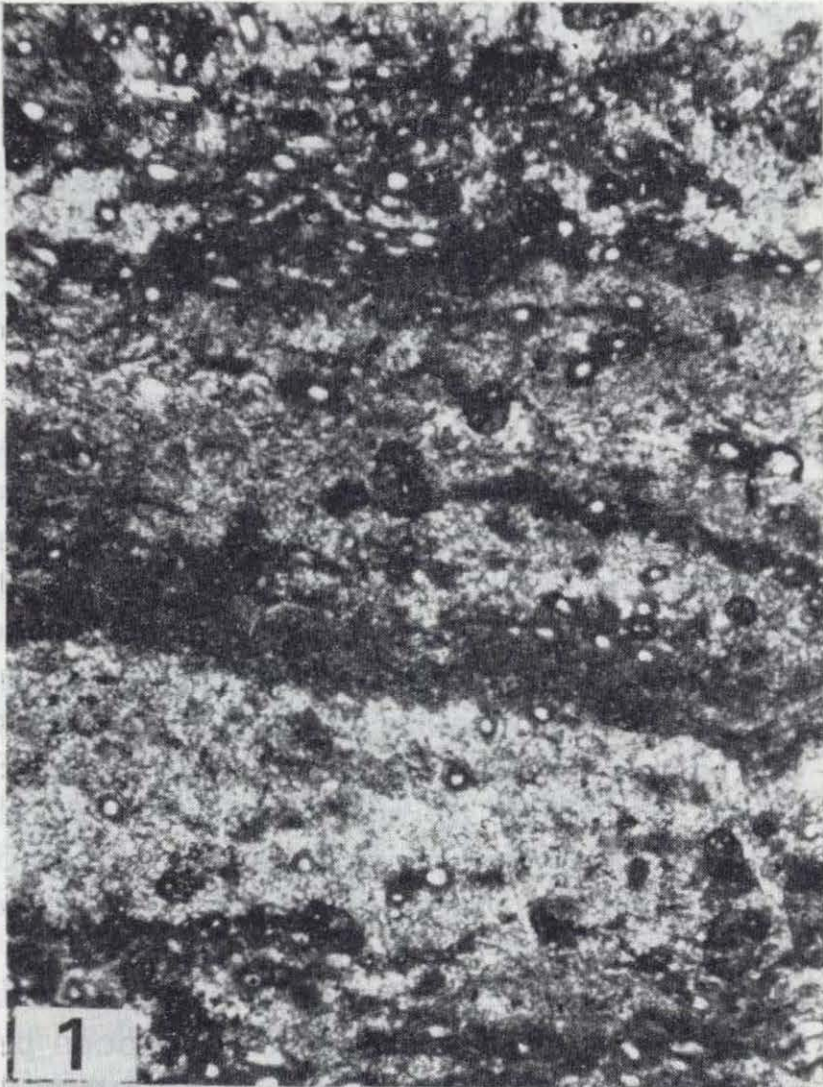
Calizas bioturbadas

Estas facies se presentan en la mitad superior de todas las secciones estudiadas y constituyen los términos finales de las asociaciones de fa-

cies C (fig. 4). Se relacionan con calizas laminadas y se caracterizan por presentar un marcado proceso de bioturbación. La bioturbación se manifiesta como una estructura tubular constituida por *burrows* perpendiculares a la estratificación, teniendo un diámetro comprendido entre 0.5 y 1 cm. Dichos *burrows* no parecen presentar bifurcación y del proceso de bioturbación queda únicamente una porosidad móldica tubular.

Petrográficamente, las calizas bioturbadas presentan microfacies de «micritas algales» y «micritas con bioclastos», estas primeras, en ocasiones, presentan una laminación paralela milimétrica en la que se reconocen concentrados de ostrácodos y diatomeas. También se han reconocido oncolitos con envueltas micríticas grumelares, dentro de las cuales se pueden observar restos de cianobacterias (lám. I, 3). En general, la matriz se encuentra alterada, debido probablemente al proceso de bioturbación observado *de visu*. También se han encontrado moldes lenticulares de evaporitas dispersos en la matriz (lám. I, 4), así como una porosidad de tipo vug, en cuyos bordes se reconocen pseudomorfos lenticulares de yeso. En otros casos, cuando la morfología del poro primitivo corresponde a secciones tubulares alargadas, se observan rellenos de lenticulas de posibles yesos reemplazados por calcita y en disposición menisco.

Estructuras tubulares de bioturbación semejantes han sido descritas por BUSTILLO & DIAZ-MOLINA (1980) y DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985) en la Cuenca de Loranca en sedimentos yesíferos del techo del sistema deposicional de Tórtola. En nuestro caso también se presenta como una facies «tubular» pero desarrollada sobre un sedimento carbonatado lacustre. El proceso de formación de esta estructura de bioturbación se debe a un proceso de bioturbación animal, de acuerdo con FREYDET & PLAZIAT (1982) y DIAZ-MOLINA & BUSTILLO (1985). Los «estriotúbulos» así formados serían el resultado del proceso de locomoción de determinados anélidos. En nuestro caso los rellenos de los «estriotúbulos» no se han conservado y únicamente queda una porosidad móldica tubiforme. No obstante, algunos rellenos se han preservado parcialmente, debido a un proceso de reemplazamiento de las lenticulas de yeso por calcita y en los que es posible reconocer rellenos en disposición menisco. El



0.2 mm

proceso de bioturbación se realizaría en etapas de escasa sedimentación y en las fases finales de períodos de retracción lacustre.

3.2. SECUENCIAS SEDIMENTOLOGICAS

Las facies anteriormente tratadas se relacionan en determinadas secuencias y asociaciones secuenciales que indican las pautas en la sedimentación lacustre. La característica más notable es la relación entre sedimentos organógenos y sedimentos carbonatados, que reflejan cambios periódicos (eutrofia-oligotrofia) a lo largo de la evolución sedimentológica del lago. Se han diferenciado dos tipos básicos de secuencias:

a) *Secuencias de profundización lacustre* (asociaciones de facies A y B)

Se caracterizan por presentar una evolución en la sedimentación desde ambientes palustres anóxicos (sedimentos organógenos) hacia ambientes lacustres oxigenados (sedimentos carbonatados). Los sedimentos organógenos (margas carbonosas y materia orgánica) se encuentran constituyendo los términos inferiores de las secuencias. Dichos sedimentos son característicos de pequeñas cuencas palustres, cuya evolución hacia condiciones anóxicas viene dada por un rápido envejecimiento (eutrofia) de la cuenca inicial. En esta primera etapa de eutrofización, los aportes hídricos, posteriores a la creación de la cuenca, pueden considerarse constantes. La alta producción de materia orgánica produce las condiciones reductoras adecuadas para la preservación de la misma una vez acumulada.

Una subsidencia de la cuenca, junto con mayores aportes de aguas superficiales y/o subterráneas, provoca un rejuvenecimiento del lago con una su-

bida del nivel del agua, produciéndose una profundización del mismo, así como una oxigenación de la cuenca. La sedimentación evoluciona bajo condiciones oligotróficas. De esta manera se forman los términos superiores: calizas bioclásticas negras, calizas laminadas y margas con oncolitos canalizados, si bien las facies de calizas bioclásticas negras representan términos de transición entre una sedimentación eutrófica y oligotrófica (palustre-lacustre). En relación a esta reactivación estaría ligada la llegada al lago carbonatado de aportes ricos en sílice, provocando de forma periódica *blooms* de diatomeas, las cuales se depositarían sobre el fondo de la cuenca.

Las secuencias de profundización lacustre se presentan en la mitad inferior de la sucesión y se suceden verticalmente (fig. 4).

b) *Secuencias de retracción lacustre* (asociación de facies C)

En ellas queda reflejada una sedimentación lacustre fundamentalmente carbonatada, si bien de manera local pueden aparecer facies organógenas asociadas (margas carbonosas y calizas bioclásticas negras). Se caracterizan por presentar a techo un marcado proceso de bioturbación debido a procesos de exposición subaérea, reflejando el final de etapas de retracción o some-rización lacustre (ARRIBAS, 1986). Estas secuencias caracterizan la sedimentación en el tramo superior (fig. 4). La escasa aparición de materia orgánica en ellas, si se compara con los sedimentos de la mitad inferior de la unidad, puede indicar un cambio en las condiciones biológicas lacustres, con una disminución importante en la producción y acumulación de organismos (fitoplacton) en condiciones oxidantes, seguramente relacionado con una tendencia general a la desecación paulatina.

LAMINA I

- 1.—Secciones de diatomeas calcitizadas. Calizas laminadas. Unidad de Villaconejos.
2. Secciones transversales y longitudinales de diatomeas calcitizadas. Calizas laminadas. Unidad de Villaconejos.
3. Envuelta micrítica grumelar con cianobacterias de microestructura tubiforme sobre oogonio de carácea. Calizas bioturbadas. Unidad de Villaconejos.
4. Moldes lenticulares de evaporitas (yeso). Calizas bioturbadas. Unidad de Villaconejos.

Todas las fotografías han sido realizadas con nicoles paralelos.

3.3. MODELO SEDIMENTOLOGICO

El estudio sedimentológico y petrológico de las facies y asociaciones de facies comentadas anteriormente, ha permitido establecer un modelo de sedimentación carbonatada lacustre con una importante acumulación en materia orgánica (figura 5). En función de las potencias medidas en las asociaciones de facies, se estima una profundidad mínima para la cuenca lacustre de 1 m. y máxima de 3 m. A partir del estudio sedimentológico se distinguen varios tipos de facies lacustres: facies carbonatadas (calizas laminadas, calizas bioturbadas, margas con oncolitos y margas), facies organógenas (niveles de materia orgánica) y facies mixtas organógenas-carbonatadas (margas carbonosas y calizas bioclásticas negras). La aparición de dichas facies está en función de la dinámica de la cuenca lacustre, controlada por factores físicos, químicos y biológicos.

El modelo sedimentológico palustre-lacustre propuesto para la Unidad Carbonatada de Villaconejos contempla dos episodios de sedimentación (fig. 5):

1) Sedimentación palustre

Comienza con un encharcamiento de agua importante sobre la llanura de inundación (yesos). Los depósitos sedimentados en primer lugar son margas masivas, que se forman a partir de la decantación de material arcilloso en suspensión y carbonato de precipitación *in situ*. También puede llegar material detrítico (yeso detrítico) procedente de la erosión y transporte de los sedimentos de la llanura de inundación. En general, las margas tienen muy poca cantidad de materia orgánica, debido a que son los primeros materiales sedimentados en las fases iniciales de la configuración de la cuenca y la producti-

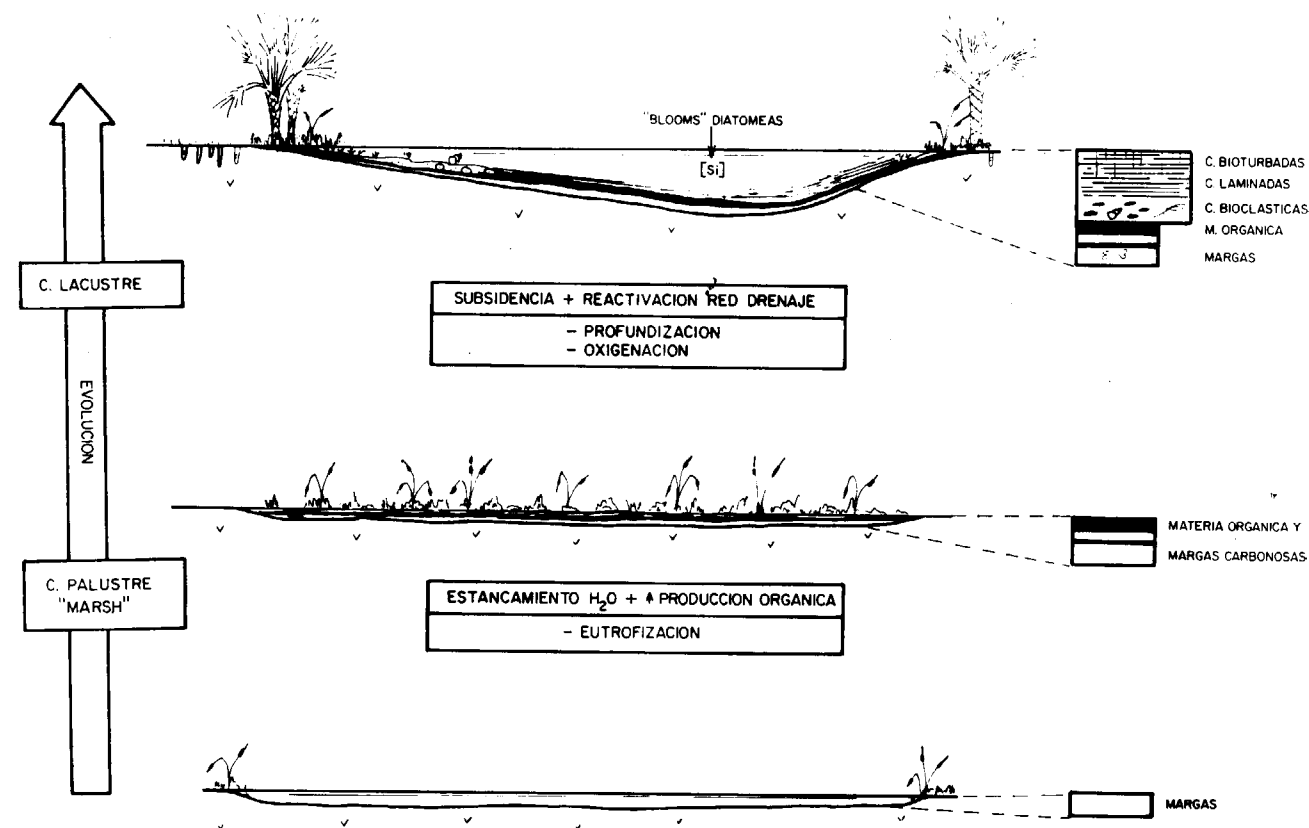


Figura 5.—Modelo sedimentológico de la unidad carbonatada de Villaconejos.

vidad orgánica es aún muy baja. Rápidamente, en esta zona encharcada, comienza la instalación de una cubierta vegetal con una gran productividad orgánica, creándose así un ambiente palustre propiamente dicho. La colonización de plantas de agua dulce y fitoplacton daría como consecuencia la creación de una cuenca palustre de tipo *marsh*, así como una importante sedimentación de materiales organógenos. La acumulación y preservación de esta materia orgánica se ven favorecidas por las condiciones de eutrofia creadas en estas zonas. De esta manera se puede hablar de una etapa de eutrofización o envejecimiento lacustre, caracterizada por una sedimentación palustre de margas carbonosas y materia orgánica.

La sedimentación es homogénea a lo largo de toda la cuenca palustre, si bien la presencia de margas carbonosas puede indicar facies de transición entre condiciones eutróficas a oligotróficas. La formación de la cuenca palustre estaría ligada a fracturas relacionadas con la tectónica local.

b) Sedimentación lacustre

Después de la etapa anterior de eutrofización se produce una profundización y una subida del nivel del agua. Este rejuvenecimiento del lago provoca la creación de un lago oligotrófico carbonatado. Dentro del lago se diferencian los siguientes ambientes de sedimentación:

— Zona lacustre abierta

Corresponde a la zona más distal del margen lacustre y se caracteriza por la presencia de margas. Las margas se forman a partir de la decantación de material arcilloso en suspensión y producción de carbonato lacustre.

— Zona lacustre litoral

Corresponde a las zonas en la que existe una gran abundancia en organismos fotosintéticos productores de oxígeno (caráceas, cianobacterias...). Dichos organismos son los responsables de la mayor producción de carbonato cálcico en el lago, y por ello es en la zona litoral donde existe una mayor cantidad de carbonato cálcico. Además, otros organismos, como ostrácodos y moluscos, aportan carbonato a partir de la frag-

mentación de sus esqueletos carbonatados, aumentando así la proporción en carbonato. La masa de carbonato formado, por la actividad directa o indirecta de organismos (moluscos, ostrácodos, algas, plantas de raíces acuáticas...), llega a constituir con el tiempo una «plataforma carbonatada», que irá progradando hacia la parte central del lago y sobre los sedimentos lacustres, relativamente más profundos (margas). Son características de la zona lacustre litoral las facies de calizas laminadas, margas con oncolitos y calizas bioclásticas negras, si bien estas últimas pueden reflejar un cambio desde ambientes anóxicos a oxidantes. Las facies de calizas laminadas y calizas bioclásticas negras indican condiciones tranquilas en la sedimentación dentro de la zona litoral, mientras que las facies de margas con oncolitos canalizadas representan depósitos de mayor energía, relacionados con las desembocaduras de canales dentro del lago.

— Zona palustre carbonatada

Caracterizada por una vegetación tropical de *Sabal* y constituida por sedimentos carbonatados emergidos que bordean la cuenca. En dichos sedimentos se desarrollan procesos de bioturbación animal (anélidos), así como formación de minerales evaporíticos, a partir de procesos de capilaridad y precipitación en condiciones vadasas. En estas zonas se evidencia una exposición subaérea generalizada y no se localiza una acumulación de materia orgánica, posiblemente debido a las condiciones óxicas que dominan en estos ambientes. Las facies de calizas bioturbadas son características de la zona palustre carbonatada.

4. CONCLUSIONES

La sucesión carbonatada de Villaconejos presenta una potencia máxima localizada en el sector de Priego-Villaconejos de Trabaque, próxima al borde activo del anticlinal de Bascuñana.

Toda la Unidad de Villaconejos presenta una evolución gradual a sedimentos de ambientes someros (palustres-llanura de inundación). Esta evolución refleja las colmataciones sucesivas de los episodios lacustres.

El análisis petrológico y sedimentológico de las facies correspondientes a la Unidad de Villacornejos ha permitido establecer un modelo de sedimentación palustre-lacustre con acumulación en materia orgánica. La sucesión evoluciona, desde secuencias de profundización lacustre (asociaciones A y B), hacia secuencias de retracción o somerización lacustre (asociación de facies C). Las secuencias de retracción son las más características de colmataciones de cuencas lacustres en condiciones de estabilidad.

La formación de sedimentos organógenos (materia orgánica) indica ambientes reductores en la mitad inferior de la sucesión, relacionados con encharcamientos de agua.

La aparición de calizas laminadas indica una subsidencia posterior que rejuveneció la cuenca lacustre, evolucionando la sedimentación a ambientes oxidantes. Además, en estas condiciones, se formaron las calizas bioclásticas, margas canalizadas con oncolitos y calizas bioturbadas. La presencia de diatomeas, en facies de calizas laminadas, puede indicar entradas periódicas en aguas ricas en sílice.

Las secuencias de profundización, que indican una tasa de subsidencia mayor que la tasa de sedimentación, podrían reflejar una inestabilidad tectónica en este área de la cuenca, asociada a una deformación inicial. El anticlinal de Bascuña presenta una deformación posterior al Aragoniense Medio, pero la deformación-fracturación inicial es al menos sincrónica con la sedimentación de los depósitos de autofagia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la CICYT, proyecto PB85-0022.

Queremos agradecer a Remmert Daams y María de los Angeles Alvarez Sierra los datos inéditos facilitados sobre los fósiles de micromamíferos. A M. Angeles Bustillo por su ayuda en la identificación de las diatomeas, a partir del estudio en lámina delgada y análisis de microsonda. A Albert Permanyer por el estudio de la materia orgánica y a Carmen Diéguez por la identificación de la macroflora.

REFERENCIAS

- ANADON, P., y ZAMARREÑO, I. (1981): *Paleogene non-marine algal deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain*. En: C. MONTY (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlín: 140-154.
- ANDREJKO, M. J.; RAYMOND, R., y COHEN, A. D. (1983): *Biogenic silica in peats: possible source for chertification in lignites*. En: R. RAYMOND y M. J. ANDREJKO (Eds.): *Proceedings of workshop on «Mineral matter in peat: its occurrence, form and distribution»*. Los Alamos Nat. Lab. Los Alamos, New Mexico: 25-39.
- ARRIBAS, M. E. (1986): *Petrología y Análisis Secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo*. Cuad. Geol. Ibérica, 10: 295-334.
- BUSTILLO, M. A., y DIAZ-MOLINA, M. (1980): *Sílex «tobáceos» en el Mioceno Inferior continental (provincia de Cuenca). Un ejemplo de silicificaciones de paleosuelos en ambiente de lago-playa*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 78: 227-241.
- COLOM, G. (1983): *Los lagos del Oligoceno de Mallorca*. Caja de Baleares «sa nostra»: 166 pp.
- DAAMS, R., y FREUDENTHAL, M. (1981): *Aragonian: the stage concept versus Neogene Mammal zones*. Scripta Geol., 62: 1-17.
- DAAMS, R., y FREUDENTHAL, M. (1988): *Synopsis of the Dutch-Spanish collaboration program in the Aragonian type area, 1975-1986*. En: M. FREUDENTHAL (Ed.): *Biostratigraphy and paleoecology of the Neogene micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel Basin (Spain)*. Scripta Geol. Spec. Issue, 1: 3-18.
- DAAMS, R.; LACOMBA, J. I., y LOPEZ-MARTINEZ, N. (1986): *Nuevas faunas de Micromamíferos del Terciario continental de la Depresión Intermedia (Provincia de Cuenca, España Centro-oriental)*. Estud. geol., 42: 181-196.
- DAAMS, R., y MEULEN, A. J. VAN DER (1982): *Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of north central Spain*. R. C. M. N. S. Interim-Coll. Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and paleoclimatic evolution, Montpellier, 1983. Paléobiol. Continent., 14 (2): 339-346.
- DEAN, W. E., y FOUCH, T. D. (1983): *Lacustrine environment*. En: P. A. SCHOLLE, D. G. DEBOUT y C. H. MOORE (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*. A. A. P. G. Mem., 33: 97-130.
- DIAZ-MOLINA, M. (1974): *Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)*. Estud. geol., 30: 63-67.
- DIAZ-MOLINA, M.; ARRIBAS-MOCOROA, J., y BUSTILLO-REVUELTA, M. A. (1989): *The Tortola and Villalba de la Sierra fluvial fan, Loranca Basin, Central Spain*. 4th. Int. Conf. on Fluvial Sediment. Barcelona, 1989. Excursion guidebook (7), 74 pp.

- DIAZ-MOLINA, M., y BUSTILLO-REVUELTA, M. A. (1985): *Wet fluvial fans of the Loranca Basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert*. En: M. D. MILA y J. ROSELL (Eds.): 6th Eur. Reg. Meet. Lérida, 1985. Excursion guidebook (4): 149-185.
- DIAZ-MOLINA, M., y LOPEZ-MARTINEZ, N. (1979): *El Terciario continental de la Depresión Intermedia (Cuenca): Bioestratigrafía y Paleogeografía*. Estud. geol., 35: 149-167.
- FREYET, P., y PLAZIAT, J. (1972): *Les constructions algaires continentales stromatolíticas, exemples pris dans le Crétacé Supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord*. 24 Int. Congr. Géol. Montreal. Secc. 7: 524-534.
- FREYET, P., y PLAZIAT, J. (1982): *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis*. Contribut. to Sedimentol., 11: 216 pp.
- KELTS, K., y HSÜ, K. J. (1978): *Freshwater Carbonate Sedimentation*. En: A. LERMAN (Ed.): *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlín: 295-323.
- 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. (1987): *Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation*. Proc. VIII RCMNS Congr., Budapest, 1985. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 70: 383-391.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971): *Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas*. Publ. Fac. Cienc. Univ. Complutense, Madrid, A, 153 y 154: 245 pp.
- ORDOÑEZ, S., y GARCIA DEL CURA, M. A. (1977): *Facies*

oncolíticas en medio continental: Aplicación al sector SE de la Cuenca del Duero. Estud. geol., 33: 459-466.

PERMANYER, A., y GARCIA-VALLES, M. (1986): *Generación de hidrocarburos en sedimentos lacustres terciarios: las cuencas de Ribesalbes y Campins (NE de España)*. Rev. Inv. Geol., 42-43: 23-24.

ROBERT, P. (1979): *Classification des matières organiques en fluorescence. Application au roches-meres petroliers*. Bull. Cent. Rech. SNPA, 3: 223-263.

ROBERT, P. (1985): *Histoire géothermique et diagenese organique*. Bull. Cent. Rech. Explor. prod. Elf-Aquitaine. Mem. 8: 345 pp.

SCHAFFER, A., y STAPF, K. R. (1978): *Permian Saar-Nahe basin and recent lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates*. En: A. MATTER y M. TUCKER (Eds.): *Modern and ancient lake sediments*. Blackwell, London. I. A. S. Spec. Publ., 2: 83-107.

TORRES, T. DE; JUNCO, F.; ZAPATA, J. L., y PLAZA, J. M. (1984): *Similitud de los procesos sedimentarios del Neógeno de la Cuenca del Tajo y en la Depresión Intermedia*. I Congr. Esp. Geol., 1: 285-300.

TORRES, T. DE, y ZAPATA, J. L. (1986): *Evolución Cenozoica de la Depresión Intermedia (Cuenca Guadalajara)*. Acta Geol. Hisp., 21-22: 437-442.

VIALARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique Sudoccidentale*. Thèse Univ. Paul Sabatier. Toulouse: 445 pp.

VILAS, L., y PEREZ GONZALEZ, A. (1971): *Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa Manchega (Cuenca)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 69: 103-114.

Original recibido: Enero de 1990.

Original aceptado: Septiembre de 1990.