

EL CUATERNARIO DEL VALLE INFERIOR DEL MANZANARES (CUENCA DE MADRID, ESPAÑA)

P. G. Silva*

RESUMEN

Se analiza el tramo inferior del Manzanares entre Villaverde y su desembocadura en el río Jarama. En este tramo, el valle es de carácter asimétrico con desarrollo de escarpes en Yesos (*ca.* 60 m) en su margen izquierda y de terrazas complejas en su margen derecha. Dentro de ellas la que domina la geomorfología del sector es un nivel de terraza complejo (engrosado) que denominamos TCMZ (+ 16-22 m). Se encuentra constituido por al menos cinco secuencias fluviales (**Mz**) de tipo meandriforme. Sobre ellas se solapan a doble vertiente niveles mixtos (**Mx**) desde los + 15 a los + 8 m que poseen un carácter (más) braided. En la arquitectura de la TCMZ participan muy significativamente aportes laterales procedentes de los tributarios (Butarque y Culebro), de los relieves marginales (escarpes en yesos) y de los propios sistemas de terrazas (derrames de escarpes). La TCMZ es el nivel más alto en este sector sobre el que, además, se instala la propia divisoria del Valle en este sector, constituyendo este hecho el carácter más anómalo del valle. Todos estos caracteres poco usuales son resultado directo de la respuesta del sistema fluvial al proceso de captura que sufrió por parte del Jarama durante el Pleistoceno medio. Los contenidos faunísticos y líticos de la TCMZ permiten situar su desarrollo entre los OIS 10 (?) al 5. Una manifiesta crisis paleosísmica a comienzos del OIS 5 acompaña al primer episodio de disección importante en el valle después del proceso de Captura. Las faunas frías e industrias musterienses de los niveles **Mx** permiten ubicar su desarrollo entre el OIS 4 y 3. En cualquier caso hay que considerar que los episodios de *cut & fill* que han modelado el paisaje fluvial durante el Pleistoceno superior difícilmente responden a los cambios eustáticos que estuvo sometido el Tajo en su lejana desembocadura en Lisboa (*ca.* 650 km). Cambios climáticos (en lo referente a disponibilidad de aportes hídricos y flujo de sedimento desde las cabeceras), así como fenómenos neotectónicos y kársticos retroalimentados por importantes procesos de erosión remontante intracuencales han de conjugarse adecuadamente para entender la evolución reciente de este complejo sistema fluvial.

Palabras clave: Terrazas fluviales, Geomorfología, Pleistoceno, Río Manzanares, Cuenca de Madrid.

ABSTRACT

This paper examines the lower reach of the Manzanares river valley between Villaverde and its confluence in the Jarama river. In this zone the valley is asymmetric with the development of large escarpments (on gypsums) at the left bank and extensive fluvial terraces on its right one. Among the different fluvial levels the most representative is a complex (thickened) one labelled as TCMZ (+ 16-22 m). This terrace is constituted by at least five fluvial meandering sequences composed of white arkoses (**Mz**). Younger sequences of mixed nature (arkoses + lithoarenites: **Mx** levels) develop between + 15 and + 8 m, overlapping the TCMZ, and displaying a more braided character. During the development of the different **Mz** and **Mx** levels there was a relevant participation of lateral deposits coming from the main tributaries (Butarque and Culebro), gypsum escarpments (colluviums) and/or from the reelaboration of earlier terrace scarps (glacis). The TCMZ is the highest terrace level in this sector, working additionally as the watershed of

* Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Avila. Santo Tomás, s/n. 05003 Avila. e-mail: pgsilva@usal.es

the Manzanares river valley (another anomaly). All these anomalous characters are consequence of the system response to the river capture of the Manzanares by the Jarama river during the middle Pleistocene. The palaeontological and archaeological content of the TCMZ suggest that this thickened terrace developed between the OIS 10 (?) and OIS 5. A relevant paleoseismic crisis during the early OIS 5 predates the first major incision period after the river capture. Cold resistant faunas and mousterian relics are characteristic in the Mx terrace levels, being possible to assign their development between the OIS 4 and OIS3. Whatever the case, the intervening cut & fill episodes shaping the fluvial landscape during the Late Pleistocene, hardly can be related to eustatic changes in the Tajo river-mouth at Lisbon (*ca.* 650 km away). A realistic understanding of river valley evolution in the studied zone, should conjugate climatic changes (limiting the water and sediment supply during the end of cold periods) with relevant neotectonic and karstic activity, feedback by significant intrabasinal headward erosion processes from the late Middle Pleistocene.

Key words: *Fluvial terraces, Geomorphology, Pleistocene, Manzanares river, Madrid Basin.*

Introducción

En 1846, con el hallazgo de los primeros restos de elefante, junto con abundante industria paleolítica, en los areneros del Cerro de San Isidro dio lugar el inicio del estudio y reconocimiento de los depósitos cuaternarios del Manzanares (Del Prado, 1864). Posteriormente, a principios del siglo xx la ampliación de los areneros de San Isidro y apertura de otros nuevos a lo largo del valle multiplicaron los hallazgos tanto de restos fósiles como de industria lítica. Este hecho promovió un fecundo período de investigación sobre el Cuaternario madrileño impulsando la creación de instituciones tales como la “Junta Superior de Excavaciones de Madrid” y la “Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas”, así como la aparición de numerosas publicaciones sobre el denominado Cuaternario madrileño, que no es otro que el del Valle del Manzanares (Hernández Pacheco, 1927; Wernert y Pérez de Barradas, 1921; Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Pérez de Barradas, 1929, 1936; Obermaier, 1925; Royo Gómez, 1931; Royo Gómez y Menéndez Puget, 1929).

Tras el triste paréntesis de la Guerra Civil (1936-1939), los trabajos no se reanudan hasta la década de los cincuenta con la síntesis de Hernández Pacheco (1950). Más tarde, Imperatori (1955) aplica por primera vez un enfoque paleoclimático al estudio de los depósitos fluviales del Manzanares, al interpretar como procesos de crioturbación la gran variedad de deformaciones sinsedimentarias que se registran en su tramo inferior. Este enfoque, tan novedoso como desacertado, fue recogido en el libro guía sobre las terrazas del Manzanares del V Congreso Internacional de INQUA (Riba, 1957). Este autor realiza una revisión de todos los cortes existentes hasta entonces y propone un esquema muy simple de tres terrazas, pero advirtiendo que,

como ya pusieron de manifiesto autores previos (Wernert y Pérez de Barradas, 1921; Royo Gómez y Menéndez Puget, 1929), los niveles de terraza medio e inferior poseen una naturaleza compleja caracterizada por: 1) su anómala potencia de más de 15 m; 2) mezcla de restos fósiles e industria lítica del Pleistoceno medio y superior, y 3) existencia de una amplia gama de deformaciones sinsedimentarias en un principio asimiladas a procesos de crioturbación y/o soliflucción. Riba (1957) señala que todos estos caracteres se amplifican en el Valle inferior del Manzanares (aguas abajo de Villaverde) en el cual, además, no existen restos del nivel de terraza más alto correspondiente al Pleistoceno inferior.

Posteriormente, la expansión del núcleo urbano madrileño conllevó la apertura de nuevos areneros en el Valle inferior del Manzanares derivando desde Villaverde hacia los municipios de Getafe y Rivas-Vaciamadrid, siendo numerosos los nuevos hallazgos paleontológicos y arqueológicos (Meléndez y Aguirre, 1958; Menéndez Amor y Florschütz, 1959; Gaibar Puertas, 1974; Arsuaga y Aguirre, 1979). Durante esta misma época se producen las primeras interpretaciones sedimentológicas «modernas» de las terrazas fluviales (Pérez González, 1971; Vegas *et al.*, 1975; Carrillo *et al.*, 1978).

A partir de la década de los ochenta e impulsada por el “Instituto Arqueológico Municipal de Madrid” y la “Comunidad de Madrid”, se intensifican las excavaciones y los estudios geológicos, paleontológicos y arqueológicos del Cuaternario madrileño (Cobo *et al.*, 1979, 1982; Rus y Querol, 1981; Soto y Sesé, 1987, 1991; Hoyos *et al.*, 1984; Rus, 1983, 1984, 1989). Durante la misma época aparecen las primeras interpretaciones neotectónicas de la evolución cuaternaria de la Cuenca Neógena de Madrid en relación con los valles fluviales que la disectan (Martín Escorza, 1983; Silva, 1988; Silva *et al.*,

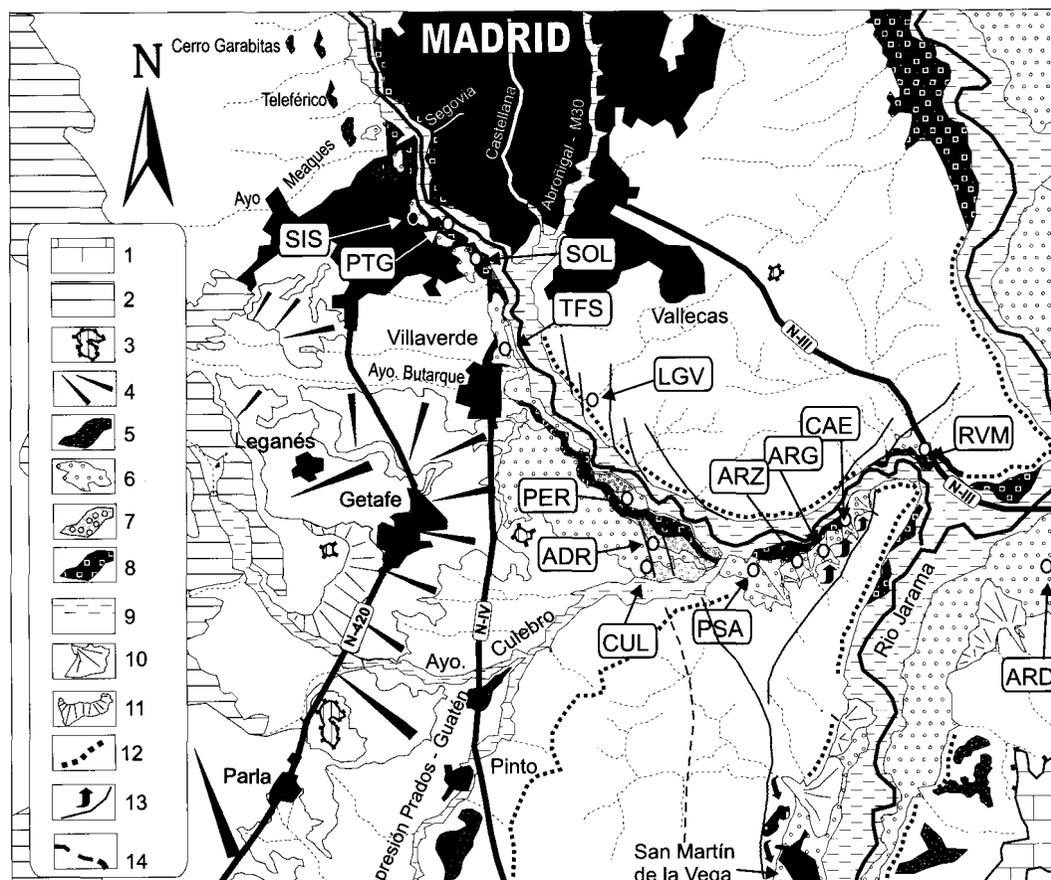


Fig. 1.—Geomorfología y Geología del Cuaternario del Valle del Manzanares mostrando la localización de los principales afloramientos y yacimientos paleontológicos y paleolíticos citados en el texto. SIS (San Isidro), PTG (Portazgo), SOL (Solar de Portazgo), TFS (Transfesa/Tafesa), LGV (La Gavia), PER (Perales del Río), ADR (Arenero de Adrián Rosa), CUL (Areneros del Culebro), PSA (Preresa), ARZ (Arenero de Arcaraz), ARG (Arenero de Arriaga), CAE (Arenero de Casa Eulogio), RVM (Trinchera de Rivas-Vaciamadrid). Leyenda: (1) Superficie del Páramo; (2) Rampa de Griñón-Las Rozas; (3) Cerros testigos; (4) Vertientes de enlace (tipo glacis); (5) Terrazas fluviales del Pleistoceno inferior (incluyendo las de la depresión Prados-Guatén); (6) Terrazas fluviales del Pleistoceno medio (niveles escalonados y TCMZ); (7) Terrazas fluviales del Pleistoceno superior (niveles Mx); (8) Terrazas fluviales inferiores del Pleistoceno superior-Holoceno; (9) Llanura de inundación actual y niveles escalonados asociados; (10) Abanicos aluviales; (11) Coluviones; (12) Escarpes en Yesos; (13) Fallas cuaternarias y zonas de deslizamiento asociadas; (14) Valle abandonado. Cartografía esquematizada de la elaborada por el autor para la Hoja Magna de Getafe (2.ª edición).

1988a, 1988b, 1988c), así como las primeras síntesis de correlación de los niveles fluviales cuaternarios basándose en datos altimétricos, edafológicos, paleontológicos y arqueológicos (Pérez González, 1982; Goy *et al.*, 1989; Silva *et al.*, 1989). En estos últimos trabajos se definen los puntos clave de la evolución cuaternaria del Valle inferior del Manzanares: 1) Carácter asimétrico de su trazado; 2) Sistema de terrazas complejo, en la que los diferentes niveles se encuentran solapados y/o superpuestos; 3) Aparente mezcla de conjuntos faunísticos y líticos del Pleistoceno medio y superior en dichas terrazas, y 4) Existencia de procesos de captura, de

importante impacto paleogeográfico, durante el Pleistoceno inferior-medio ligados a actividad neotectónica. Más recientemente, algunos estudios (Giner *et al.*, 1996; Silva *et al.*, 1997) evidencian la existencia de deformaciones paleosísmicas en los sistemas de terraza complejos de los valles fluviales del sector central de la Cuenca de Madrid, incluyendo el del Manzanares.

Sin embargo, a pesar de los numerosos estudios llevados a cabo, la información se encuentra muy dispersa y todavía no se ha obtenido una idea aceptable de la evolución morfológica del Valle inferior del Manzanares. Asimismo, tampoco

están claras la situación y evolución de las industrias líticas en las diferentes terrazas. En este trabajo se tratan de sintetizar todos los datos existentes referentes al registro estratigráfico, estructural, paleontológico y arqueológico Cuaternario de este tramo del Manzanares, con los datos geológicos, geomorfológicos y sedimentológicos que todavía no han visto la luz. Algunos de estos datos han sido recogidos por el autor del presente trabajo durante la revisión de las cartografías geológicas de las Hojas de Getafe y Aranjuez. No obstante, la mayor parte fueron recopilados por Manuel Hoyos durante las campañas de excavaciones de la década de los ochenta. La mayoría de ellos recogidos en informes técnicos sin publicar (p. ej., Hoyos *et al.*, 1984) y/o notas de campo y esquemas cartográficos realizados durante las mismas. Así pues, las ideas que aquí expongo me fueron en gran medida prestadas, ya hace algún tiempo, por la persona a quien va dedicado este volumen. Yo sólo he ido refinando los conceptos con nuevas observaciones que permiten integrar los datos en el marco de la evolución fluvial de la Cuenca del Tajo. La intención de este artículo es exponer la evolución de un sistema fluvial que tuvo que reorganizarse tras un proceso de captura intracuenca de especial trascendencia paleogeográfica, y todavía poco entendido, la tan traída captura del antiguo sistema Manzanares-Guatén por el Río Jarama postulada por Riba allá en 1957.

Geomorfología y estructura general del sistema de terrazas del Valle del Manzanares

El registro más completo de los niveles fluviales cuaternarios del río Manzanares se localiza en el área comprendida en las hojas del MTN de Madrid (559) y Getafe (582), sector que abarca, casi en su totalidad, su recorrido por la antigua Cuenca Neógena de Madrid desde la zona de La Zarzuela hasta su desembocadura en el Jarama, aguas abajo de Rivas-Vaciamadrid (fig. 1). El máximo número de niveles reconocido es de 13, que contrasta con los 20 y 22 de los vecinos cursos del Jarama y Henares, respectivamente (Pérez González, 1982, 1994, Goy *et al.*, 1989). Este registro no se encuentra completo en ningún sector del valle, pero su secuencia general ha sido sintetizada en los siguientes niveles que, con alturas relativas respecto al cauce actual, son (tabla 1): + 1-5 m (niveles de llanura de inundación); + 8-9 m (Hipódromo y Culebro); + 11-12 m, + 12-15 m (La Gavia); + 16-22 m (terrazas complejas); + 25-30 m (San Isidro); +35-40 m, + 44-46 m, + 52-54 m, +

60 m, + 68-72 m (Teleférico), + 80-85 m y 90-94 m (Cerro Garabitas-Casa de Campo).

Basándose en criterios de correlación alimétricos y edáficos, en función de los restos faunísticos y líticos descritos en la literatura científica, Silva (1988), Goy *et al.* (1989) y Pérez González (1994) atribuyen al Holoceno los niveles de inundación inferiores a los 5 m, al Pleistoceno superior los niveles comprendidos entre + 8 y + 15 m, y al Pleistoceno medio los niveles situados entre + 15 y 60 m (tabla 1). De los niveles situados a mayor cota no se tiene ningún tipo de dato cronológico, y tentativamente Goy *et al.* (1989) sitúan el límite Pleistoceno medio-inferior en el nivel de terraza del Teleférico (+ 68-72 m). No obstante, en una nueva revisión Pérez González (1994) indica que posiblemente todos los niveles de terraza del Valle del Manzanares podrían atribuirse por completo al Pleistoceno medio o como mucho al Pleistoceno inferior muy tardío los dos más altos (+ 80-85 y + 90-94 m: tabla 1).

Los niveles más altos se encajan sobre las denominadas «Rampas Areno-Feldespáticas» de Vaudour (1979) que se extienden desde el piedemonte del Sistema Central hasta posiciones más meridionales, ya en el centro de cuenca. En la actualidad, seccionadas axialmente por el Manzanares, constituyen las divisorias de la cuenca del Manzanares con las del Guadarrama (Oeste) y Jarama (Este), denominándose superficies de Griñón-Las Rozas y de Fuencarral, respectivamente, las cuales se sitúan a + 160-140 m sobre el cauce del Manzanares. Estas poseen la categoría de superficies de techo de piedemonte, a las cuales se encuentran asociadas depósitos arcósicos gruesos con lag basal de gravas y bloques esporádicos, de naturaleza fundamentalmente cuarzosa y/o granítica, de no más de 3-4 m de potencia (Goy *et al.*, 1989; Pérez González *et al.*, 1991). Se encuentran caracterizadas por soportar suelos rojos y/o pardo fersialíticos ácidos con caracteres de hidromorfismo (pseudogley), lo cual permite correlacionarlas con las terrazas más altas del sistema Henares-Jarama y/o «rañizos» de Hernández-Pacheco (1965), y, por tanto, asignarles una edad genérica plio-pleistocena. No obstante, las síntesis más recientes (Pérez González, 1994) asumen una edad netamente pleistocena para todas las superficies divisorias citadas, correlacionándolas en sentido amplio con las terrazas del Jarama y Henares situadas por encima de + 110-115 m.

En el recorrido actual del Manzanares por el interior de la antigua Cuenca Neógena se pueden diferenciar, al menos, dos tramos en el que el sistema de terrazas se estructura de manera diferente

Tabla 1.—Altimetría y cronología relativa de los niveles de terraza del Valle del Manzanares para distintos tramos estudiados por diversos autores

| PERIODOS | Royo Gómez y Menéndez Puget (1929) | Pérez González (1980) | Goy <i>et al.</i> (1989) + Pérez González (1994) | Silva (1988) + Silva <i>et al.</i> (1989) | Presente estudio |
|-------------------------|---|------------------------|--|--|-----------------------------------|
| PLIO-CUATERNARIO | Rampas areno-feldespáticas de Vaudour (1979) Superficies de Griñón-Las Rozas, Fuencarral, Majadahonda-Alcorcón, Madrid, etc. (otros autores) | | | | |
| INFERIOR | | | Glacis de Carabanchel | Niveles de glacis escalonados de Getafe | |
| | + 100 m | + 90-94 m + 82-84 m | + 90-94 m + 80-85 m | >+ 80 m Depósitos del Manzanares en DPG | |
| MEDIO | + 70 m | + 66-69 m + 54-57 m | + 68-72 m + 60 m + 52-54 m + 44-46 m | + 54-56 m ⁽¹⁾ | |
| | + 30-35 m S. Isidro | + 36-40 m | + 35-40 m (techo) San Isidro + 25-30 m (muro) | + 30-34 m ⁽¹⁾ | |
| | | + 30-32 m | | | |
| | + 20 m | + 16-18 m | | | |
| SUPERIOR | | | + 18-20 m Terraza Compleja del Butarque | + 16-20 m ⁽³⁾ Terraza Compleja del Culebro | TCMZ + 16-22 m |
| | | | + 12-15 m | + 15 m ⁽²⁾ | + 12-15 m |
| | + 10-12 m | + 10-13 m + 6-8 m | + 10 m + 10 m | + 12 m ⁽²⁾ + 10 m ⁽²⁾ + 8 m ⁽²⁾ | + 9-12 m ⁽³⁾ |
| HOLOCENO | + 3 m | + 2,3 m | + 4-5 m | + 3-5 m + 1,5 m | Niveles escalonados De inundación |
| SECTORES ANALIZADOS | Hoja de Madrid 1.ª edición | Zarzuela-Casa de Campo | Hoja de Madrid MAGNA. 2.ª Edición | Hoja de Getafe MAGNA. 2.ª Edición | Valle Inferior Villaverde-Rivas |

⁽¹⁾ Niveles de aportes laterales arenosos sobre la margen izquierda del Manzanares considerados como retazos de terrazas por Silva (1988).

⁽²⁾ Niveles de terraza mixtos Manzanares-Culebro descritos por Silva (1988) y Silva *et al.* (1989).

⁽³⁾ Únicos niveles de terraza considerados en la Hoja MAGNA de Getafe (2.ª Serie) por Vegas *et al.*, 1975.

y posee distinta naturaleza litológica (fig. 1). A grandes rasgos estos tramos coinciden con los diferentes zonas litológica de materiales neógenos sobre los que se instaló. La primera discurre por la zona urbana de la ciudad de Madrid, mientras que la segunda corresponde al Valle inferior del Manzanares. A estas dos zonas podría añadirse otra que correspondería al antiguo valle del Manzanares en su antiguo recorrido por la depresión Prados-Guatén hacia el río Tajo (Silva *et al.*, 1999).

El Valle del Manzanares en el tramo urbano madrileño

Se desarrolla entre la zona de La Zarzuela y Villaverde Bajo. En este tramo, el río discurre por las facies arcóscicas de borde de cuenca constituyendo un típico sistema de terrazas escalonadas y encajadas, de escasa potencia (2-3 m) o *strath terraces* (fig. 1). Estas se encuentran formadas mayoritariamente por barras de gravas y cantos subredondea-

dos de cuarzo, granitoides, pórfidos y feldespatos, con escasa fracción arenosa media a gruesa (Pérez González, 1982; Goy *et al.*, 1989). No obstante, aguas abajo de la Casa de Campo (Arroyo de los Meaques-Puente de Segovia), el sistema de terrazas comienza a cambiar notablemente, y aunque mantiene su dispositivo de encajamiento, la fracción arenosa comienza a predominar en las facies de barras y relleno de canal, aparecen los típicos paquetes de arcillas arenosas gris verdosas (Greda) de llanura de inundación y aumenta notablemente la potencia de los depósitos de las terrazas medias e inferiores, alcanzando desde los 4 hasta los ya 15 m de la terraza del antiguo arenero de San Isidro (T + 35-40 m). Estas nuevas características estratigráficas y litológicas de los depósitos fluviales coinciden con la entrada del valle en los materiales de tránsito (arcillas grises con niveles de carbonatos, sílex y sepiolita) hacia las facies yesíferas de centro de cuenca, donde se amplifican ya de forma muy ostensible. El sector final de este tramo fue el que estudiaron profusamente a principios del siglo XX Pérez de Barradas, Wernert y Obermaier, cuyas investigaciones abarcaban San Isidro y las zonas de Portazgo, Usera e incluso el barrio de la estación de Villaverde.

En todo este tramo, el Valle del Manzanares posee una dirección general NNW-SSE (fig. 1), y los sistemas de terrazas más desarrollados se localizan en su margen derecha a lo largo de la fachada fluvial del Monte del Pardo y Casa de Campo, aunque también son importantes en la izquierda hasta la Ciudad Universitaria. Sin embargo, a partir de la confluencia del Arroyo del Fresno, en la Dehesa de la Villa, en esta margen izquierda se desarrolla un importante escarpe, el cual constituye los taludes del Parque del Oeste-Rosales, Palacio Real-Viaducto y San Francisco el Grande-Paseo Imperial, hasta la confluencia del Arroyo del Abroñigal (actual trazado este de la M-30). Sobre este escarpe se desarrolla una plataforma a ca. + 30-40 m denominada «Visera de Madrid» (López Gómez, 1994), en la que las distintas actuaciones urbanas, llevadas a cabo desde el siglo XVI, imposibilitan reconocer si allí existió, o no, cualquier tipo de depósito fluvial acarreado por el Manzanares.

El Valle inferior del Manzanares

Se desarrolla desde Villaverde Bajo y su actual desembocadura en el Jarama (fig. 1). En este sector el Valle delinea un brusco giro, siendo su dirección general E-W. El dispositivo de las terrazas fluviales cambia aquí, pasando a poseer un carácter complejo solapado y/o superpuesto, como son las terrazas complejas del Butarque (Goy *et al.*, 1989) y del

Culebro (Silva, 1988) en las que en algunos casos se sobrepasan los 20 m de potencia. No obstante, hay que resaltar que de estas características sedimentológicas, que no morfológicas, participa el valle desde la zona de San Isidro-Usera (Imperatori, 1955). El valle se hace netamente asimétrico, de manera que el sistema de terrazas tan sólo se desarrolla en su margen derecha, mientras que su margen izquierda se encuentra dominada por importantes escarpes en yesos, de trazado rectilíneo y de hasta más de 60 m de altura (Silva *et al.*, 1988b).

En este sector del valle, los niveles de terraza más altos no superan los + 22 m de altura relativa respecto al cauce. Estos están representados por las denominadas terrazas complejas de Transfesa (Silva *et al.*, 1997), Butarque (Goy *et al.*, 1989), Culebro (Silva, 1988) y Rivas (Gaibar Puertas, 1974). Aunque con distintas denominaciones, todas ellas pueden englobarse en una singular unidad morfo-sedimentaria, que domina la geomorfología de la margen derecha del Valle inferior del Manzanares que denominaremos *Terraza Compleja del Manzanares* (TCMZ: + 16-22 m). Tal y como apuntó Hernández Pacheco (1927), este nivel anómalo entronca con la *Terraza de San Isidro*, que situada a + 35-40 m (con base a + 28-30 m según antiguas descripciones) podría marcar su inicio.

La variabilidad altimétrica de la TCMZ (entre 16 y 22 m sobre el cauce actual) depende de un gran número de factores, entre los que destacan: *a*) la distancia del corte de los escarpes actuales respecto a la llanura de inundación actual; *b*) la presencia o no, y/o variada potencia, de aportes laterales superpuestos en sus distintos sectores, y de manera local *c*) las deformaciones de su superficie por la tectónica cuaternaria, fenómenos halocinéticos y/o kársticos, o una combinación de los tres.

Sobre este nivel engrosado se solapan (en *offlap*) los niveles más recientes de + 12-15 m, + 11-12 m, + 8-9 m. Todos ellos muestran importantes cicatrices erosivas y complejas relaciones de *cut & fill* retroalimentados por los procesos de deformación arriba citados. Todo ello complica la estratigrafía de la TCMZ, que a partir de Perales del Río presenta la cota característica de + 18-20 m. Los dos últimos pueden encontrarse yuxtapuestos, siendo característico este dispositivo en el sector terminal del Valle aguas abajo de la desembocadura del Culebro, donde se forma el nivel complejo de + 9-11 m descrito por Silva *et al.* (1989). Por otro lado, desde la entrada del Ayo. Butarque hasta la del Culebro, el nivel inferior (+ 8-9 m) delinea un auténtico paleovalle que se encaja tanto en la superficie de la TCMZ como en la de los niveles inferiores. Como es obvio, todos los episodios de disección-agradación ligados al desarrollo de estas terrazas más

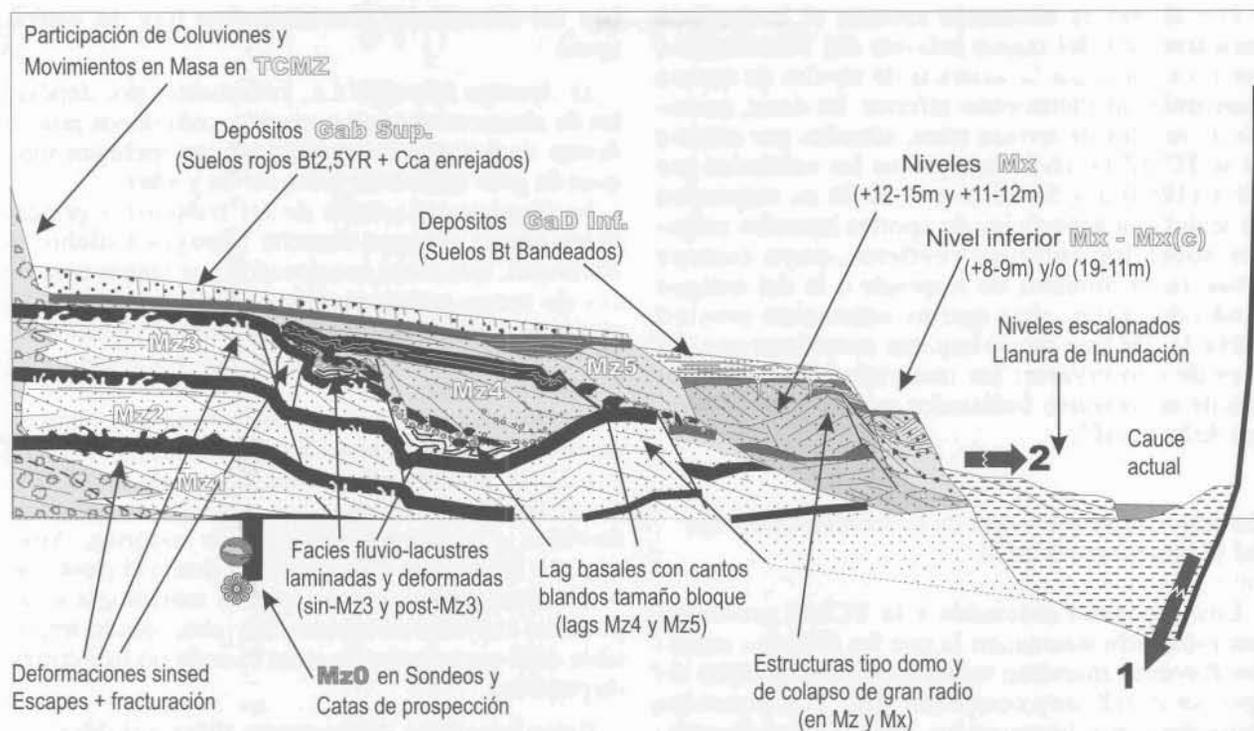


Fig. 2.—Corte esquemático (no a escala) representando las relaciones estratigráficas y geomorfológicas entre las distintas secuencias fluviales que componen la TCMZ (Niveles Mz), niveles de terraza inferiores solapados (Niveles Mx), sistemas de glacia y abanicos superiores (GaB Sup), glacia y derrames inferiores (GaD Inf) y llanura de inundación actual. Se indica la posición de los yacimientos de microvertebrados y estudios polínicos existentes hasta la actualidad. 1: Procesos de subsidencia a favor de los escarpes en yesos. 2: Basculamiento y migración general de los sistemas de terrazas.

recientes han contribuido al retrabajamiento, reciclaje y «supuesta» mezcla de industrias y faunas. Además estos niveles más modernos presentan características litológicas muy similares a las anteriormente descritas complicando su identificación. No obstante, a partir de la confluencia del Butarque, todos los niveles inferiores a la TCMZ se presentan como terrazas mixtas Manzanares-Culebro-Butarque solapadas a las típicas del Manzanares, y sus espectros litológicos se encuentran claramente influenciados por las áreas fuente intracuencales de estos tributarios. De esta forma a todos estos niveles inferiores los hemos denominado *Niveles Mx*.

Indudablemente, el cambio en el dispositivo morfológico de los sistemas de terraza está relacionado con la distinta litología de las unidades neógenas sobre las que se instala el valle. Puede decirse que los fenómenos de subsidencia que favorecieron el engrosamiento de la TCMZ, y el solapamiento de niveles más recientes, se debe a la alta solubilidad de las facies mayoritariamente yesíferas por las que discurre el río en este tramo. Este proceso no es exclusivo del Manzanares y ni siquiera de la Cuen-

ca Neógena de Madrid. Similares fenómenos de engrosamiento han sido descritos en ríos los Ebro y Gállego (Benito *et al.*, 1999, 2000), Jalón y Jiloca (Gutiérrez, 1996) en su ingreso en los materiales yesíferos de la Cuenca del Ebro. Dentro de la Cuenca de Madrid, el mismo proceso lo sufren los ríos Jarama (Pérez González, 1971), Tajo (Pinilla *et al.*, 1995) y Tajuña (Silva *et al.*, 1988c) que disectan las mismas facies evaporíticas de centro de cuenca. La mayor parte de estos autores proponen los fenómenos de subsidencia por karstificación a gran escala, como el mecanismo primordial que controla el engrosamiento y deformación sinsedimentaria de los depósitos fluviales en tales áreas. Sin embargo, en la Cuenca de Madrid y en el Valle inferior del Manzanares en particular, la tectónica cuaternaria se solapa a esta fenomenología kárstica amplificando y/o sosteniendo en el tiempo el proceso de engrosamiento que registra la TCMZ (Silva *et al.*, 1988b, 1999). Similares ideas han sido propuestas para los distintos niveles engrosados que aparecen en los ríos Jarama, Tajo (Giner *et al.*, 1996) y Tajuña (Silva *et al.*, 1988c).

Por último es necesario apuntar el hecho más característico del tramo inferior del Manzanares, que no es otro que la ausencia de niveles de terraza asimilables al Pleistoceno inferior. Es decir, ausencia de niveles de terraza altos, situados por encima de la TCMZ (+ 16-22 m), ya que los señalados por Silva (1988) a + 54-56 m y + 30-34 m, responden en realidad a superficies de aportes laterales colgados sobre los escarpes yesíferos, cuyo escarpe actual (cota mínima) no responde a la del antiguo fondo del valle, sino que es netamente erosivo (tabla 1). De este modo hay que considerar que, en caso de conservarse, los materiales más antiguos han de encontrarse fosilizados por los más modernos de la TCMZ.

Características generales de la Terraza Compleja del Manzanares (TCMZ)

Los depósitos asociados a la TCMZ presentan una estructura interna, en la que las distintas unidades fluviales muestran relaciones estratigráficas de tipo *cut & fill* muy complejas (fig. 2) y potencias anómalas que sobrepasan los 20 m (Gaibar Puertas, 1974; Carrillo *et al.*, 1978; Hoyos *et al.*, 1984; Goy *et al.*, 1989; Silva *et al.*, 1989, 1997). La litología dominante son arenas arcósicas muy limpias, con proporciones medias del 38,4% de cuarzo, 39,2% feldespato K y 22,1% fragmentos de roca (Silva *et al.*, 1999) en las que se interdigitan las típicas facies de llanura de inundación formadas por paquetes de arcillas verdes (Gredas) en las que la fracción arcillosa está próxima al 80% y el restante 20-25% está constituido por granos de cuarzo, feldespato K y plagioclasa que muestran tamaño limo o arena muy fina. Dentro de la fracción arcillosa el 70-60% es illita-mica, el 5% caolinita contienen proporciones muy bajas (2-7%) de arcillas inestables como esmectita o vermiculita (Silva *et al.*, 1997). Las facies de gravas de cuarzo, sílex y calizas únicamente aparecen como lag basales en las unidades arenosas, y los dos últimos términos litológicos únicamente comienzan a ser importantes aguas abajo de la desembocadura del arroyo Culebro, relacionados con la presencia de aportes laterales procedentes del relieve de La Marañosá. En particular, los sílex son muchas veces de origen antrópico, fueron seres humanos y no las corrientes fluviales los que allí los dejaron.

Aparte de los procesos de reciclaje ligados al posterior solapamiento de niveles fluviales más recientes, otro fenómeno que aumenta la complejidad del registro estratigráfico de la TCMZ, es la presencia de importantes aportes laterales que bien se interdigitan, se encajan, se solapan o superponen

con las secuencias fluviales. Los hay de varios tipos:

a) *Aportes laterales s.s.*, compuestos por depósitos de abanicos aluviales, glacis y coluviones procedentes de los relieves terciarios, que incluyen bloques de gran calibre de yeso, caliza y sílex.

b) *Depósitos fluviales de los tributarios* principales por su margen derecha (arroyos Culebro y Butarque), que están constituidos por arenas arcósicas de tonos ocre, menos seleccionadas, y con mayor porcentaje de feldespatos, cantos y partículas de calizas y sílex influenciados por sus áreas fuentes intracuencales.

c) *Derrames de escarpes de terraza*, que interconectan morfológicamente los niveles de + 12-15 m y + 12-11 m entre ellos como con el de la TCMZ. Estos también retrabajan los materiales arcósicos fluviales y horizontes edáficos que soportan. Aunque son fácilmente diferenciables desde el punto de vista estratigráfico, enmascaran la morfología solapada del conjunto de niveles fluviales, siendo imposible diferenciar unos de otros cuando no hay cortes disponibles.

Estos tres tipos, plenamente diferenciables, de aportes laterales presentan también distinta distribución espacial. Los aportes laterales s.s. son predominantes en su tramo terminal, aguas abajo de la desembocadura del Culebro. Los aportes de los tributarios son dominantes entre Villaverde y la mencionada confluencia del Culebro. Por último, los derrames de escarpes se encuentran en todo el tramo inferior, pero especialmente desarrollados en la zona de Perales del Río y antiguos areneros del Culebro.

En muchas ocasiones, los aportes laterales constituyen la parte mayoritaria, y más superficial, de las secuencias estudiadas en el sector terminal del Valle, implicando la existencia de un gran desequilibrio gravitatorio entre el fondo del valle y sus márgenes. En otras palabras, una necesidad de relleno del valle durante períodos de menor actividad hídrica axial para poder así mantener el río su perfil de equilibrio. Por otra parte, los aportes de los tributarios presentan una lectura más compleja, ya que pueden aparecer interdigitados o directamente encajados en los del río principal y, posteriormente, fosilizados por aportes laterales menos energéticos «tipo glacis», derrames, o bien por nuevos depósitos del Manzanares. En conjunto todos estos procesos de relleno lateral contribuyen a aumentar la complejidad del registro paleontológico y lítico, y en consecuencia estratigráfico, ya que son frecuentes los fenómenos de reelaboración y resedimentación, con la consecuente, pero sólo teórica, mezcla de fauna e industria lítica advertida por los antiguos autores.

Estratigrafía, sedimentología y geomorfología de la TCMZ y niveles solapados inferiores relacionados

Las características estratigráficas básicas de los niveles de terraza en el Valle inferior del Manzanares son sintetizadas por Silva *et al.* (1989). En el presente trabajo se reconstruyen varios transectos del Valle inferior del Manzanares situados entre Villaverde y Vaciamadrid que incluyen los yacimientos paleontológicos y arqueológicos más importantes descritos en la literatura del Cuaternario madrileño (fig. 1). Los datos más precisos respecto a la TCMZ provienen de los antiguos areneros de Vaciamadrid (Gaibar Puertas, 1973), Preresca (Carrillo *et al.*, 1978), Casa Eulogio, Arriaga-Arcaraz (Gamazo, 1983; Rus, 1984; Hoyos *et al.*, 1984), Culebro y Adrian-Rosa (Arsuaga y Aguirre, 1974;

Silva, 1988; Soto y Sesé, 1987) y Transfesa o Tafesa (Meléndez y Aguirre, 1958; Silva *et al.*, 1997). La reconstrucción histórica de los tres últimos ha sido posible a partir de los cuadernos de campo, fotografías y esquemas cartográficos amablemente cedidos en su día por M. Hoyos y E. Aguirre. A partir de estos datos es posible acometer la reconstrucción de la arquitectura fluvial del Valle inferior del Manzanares (figs. 3 y 4).

Asimismo, los diferentes episodios fluviales (**Mz**) que constituyen la TCMZ, junto con los niveles mixtos (**Mx**) procedentes del Arroyo Culebro (Silva, 1988) y del Butarque (Hoyos *et al.*, 1984; Goy *et al.*, 1989), han sido sintetizados en la figura 2. Los episodios Mz poseen el rango de unidades morfosedimentarias y pueden distinguirse al menos cinco de ellos en todo el Valle inferior del Manzanares. Poseen diferente

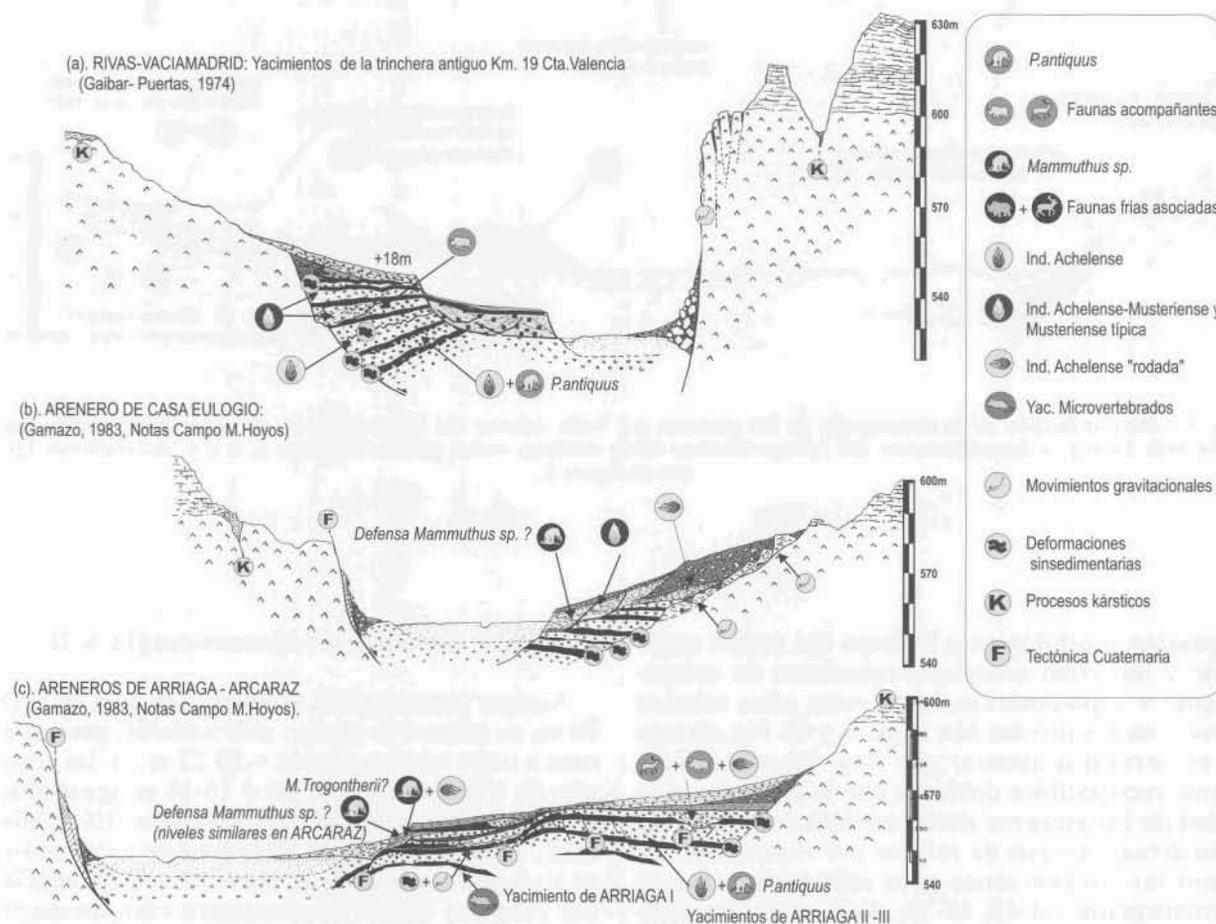


Fig. 3.—Reconstrucción de la estratigrafía de los areneros del Valle inferior del Manzanares en su sector terminal (entre La Aldehuela y Rivas-Vaciamadrid) sobre distintos cortes geomorfológicos. En *gris claro* niveles **Mx** solapados. En *gris oscuro* aportes laterales de distinta naturaleza. En *blanco* niveles arenosos **Mz** de la TCMZ. En *negro* los diferentes niveles de «greda» que culminan los episodios **Mz** y **Mx**. Los cortes se han realizado sobre la base topográfica de los Mapas 1:10.000 de la Comunidad de Madrid. Las reconstrucciones se han realizado en base a las descripciones realizadas por los autores que se citan en cada uno de los cortes a, b y c, así como de la revisión de campo de antiguos y nuevos cortes.

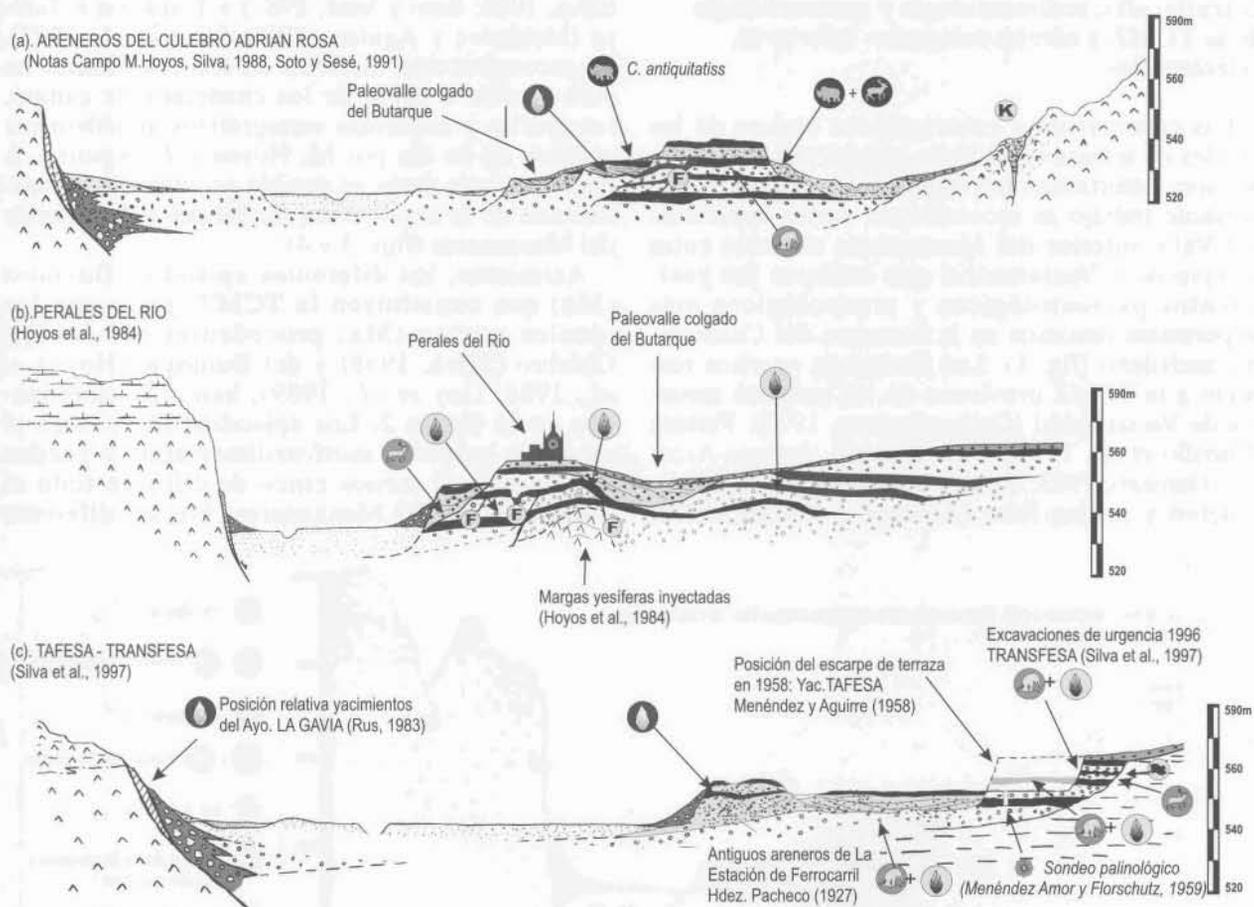


Fig. 4.—Reconstrucción de la estratigrafía de los areneros del Valle inferior del Manzanares en el sector comprendido entre Villaverde Bajo y la desembocadura del Arroyo Culebro sobre distintos cortes geomorfológicos a, b y c. Aclaraciones igual que en figura 3.

expresión morfológica a lo largo del sector analizado y muestran complejas relaciones de solapamiento y superposición, tanto entre ellos mismos como con los niveles Mx (figs. 3 y 4). No obstante es necesario apuntar que hoy día son difícilmente reconocibles debido a que la continua actividad de los areneros desde mediados de siglo XX y su actual proceso de relleno por escombros, así como las excavaciones para infraestructuras de comunicación (M-45, M-50, AVE, etc.) han cambiado notablemente la geomorfología de la zona que, genéricamente está sufriendo un proceso de arrasamiento (allanamiento). Tan sólo los fotogramas aéreos del Vuelo Americano de 1957 reflejan fielmente las configuraciones geomorfológicas que aquí se describen.

La Terraza Compleja del Manzanares (TCMZ)

Aunque generalmente asignada a la cota de + 18-20 m, su altimetría es algo más variable, presentándose a cotas relativas desde + 20-22 m, en las cercanías de Villaverde, hasta los + 16-18 m aguas abajo de la desembocadura del Culebro (Silva, 1988; Silva *et al.*, 1989). No obstante, en la zona de Vaciamadrid, en su margen izquierda se mantiene a + 18 m (Gaibar Puertas, 1974). Se encuentra compuesta por hasta cinco episodios fluviales caracterizados por el desarrollo de secuencias granoderecientes de arenas en facies de barras y relleno de canal que culminan en los típicos paquetes de arcillas limosas verdes (gredas) que representan las facies de llanura de inundación. A los diferentes episodios fluviales que

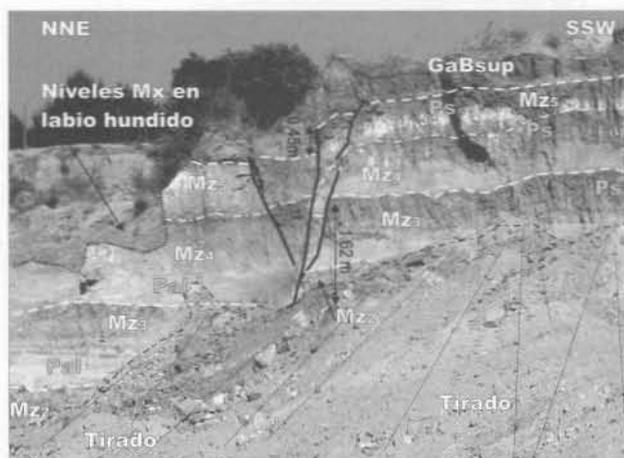


Fig. 5.—Corte N-S sobre el talud oriental de los antiguos areneros del Culebro adyacentes a la Cañada Riojana. Nótese la falla Normal (ca. N140E) afectando a todas las secuencias Mz de la TCMZ con un salto acumulado máximo de 1,62 m en referencia al techo de Mz_3 . En el bloque levantado se produce el desarrollo de paleosuelos (Ps), mientras que a favor del labio hundido tiene lugar el depósito de facies laminadas fluvio-palustres en los episodios Mz_3 y Mz_4 (Pal). Mas hacia el norte terminan por converger (fig. 8). Posteriormente a favor de este escarpe de falla se produce la instalación de los niveles Mx , cuyos escarpes también cortan los sistemas de glaciares y abanicos superiores GaB Sup (Foto: P.G. Silva, 2002).

constituyen la TCMZ los denominaremos de aquí en adelante Mz_1 , Mz_2 , Mz_3 , Mz_4 y Mz_5 de más antiguo a más moderno. Sus potencias oscilan entre los 3 y los 7 m, mostrando una clara tendencia estratodecreciente, de manera que los episodios Mz_4 y Mz_5 , sólo localmente superan los 2,5 m de potencia. No obstante, dada las complicadas relaciones de solapamiento y *cut & fill* que presentan, los cinco episodios raramente se superan los 15 m de potencia vista, ya que hay que aclarar que salvo en un único punto (Perales del Río, Hoyos *et al.*, 1984) no se observa el sustrato Mioceno infrayacente en todo el Valle inferior del Manzanares.

A techo de cada episodio, los paquetes de greda suelen mostrar grados de edafización variado, pero es común el desarrollo de horizontes Cca en enrejado en los dos episodios superiores (fig. 5), denotando mayor grado de exposición subaérea, aunque el desarrollo edáfico no suele ser muy grande, siendo característicos horizontes B poco estructurados 2.5YR 3/4. Asimismo, buena parte de los paquetes de greda culminantes muestran signos evidentes de hidromofía, siendo los moteados de tipo pseudo-gley bastante característicos en el Mz_3 .

Los niveles de gredas de los episodios Mz_1 y Mz_2 , y más frecuentemente en el Mz_3 , muestran numerosas características de estructuras de deformación sinsedimentarias (Gaibar Puertas, 1974; Carrillo *et al.*, 1978; Silva *et al.*, 1989; Silva *et al.*, 1997). Las estructuras

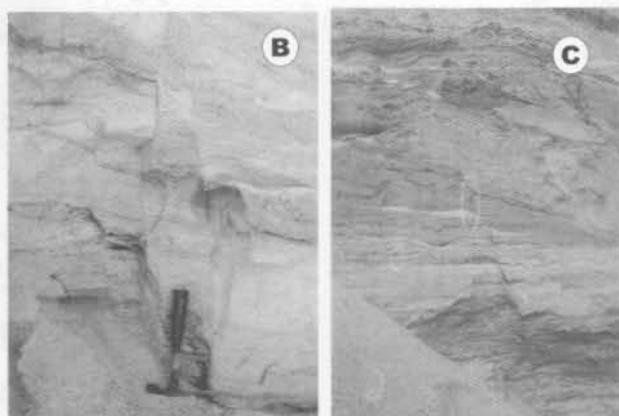
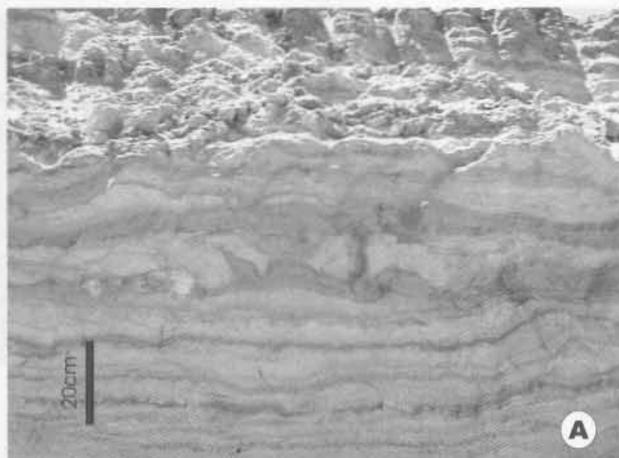


Fig. 6.—Distintos estilos de deformaciones sinsedimentarias en las secuencias Mz . a) Estructuras de liquefacción e inyección en facies lacustres del techo de Mz_3 en los areneros del Culebro (foto: P.G. Silva, 2002); b) Fallas sinsedimentarias afectado a facies de relleno de canal de Mz_3 (foto: igual); c) Fracturación sinsedimentaria en facies de relleno de canal de Mz_2 en el antiguo arenero de Arriaga. Escala lápiz: 10 cm. (Foto: M. Hoyos, 1978-79).

de carga (*loading*) de las gredas en los niveles de arenas inferiores son preponderantes en el episodio basal Mz_1 (Imperatori, 1955; Gaibar Puertas, 1974). Por el contrario, las estructuras de inyecciones, convolutas y pseudo-convolutas de arenas infrayacentes en las gredas, son más características de los episodios Mz_2 y Mz_3 (fig. 6a). Distintos rasgos sedimentológicos y/o edafológicos indican que todas estas deformaciones se desarrollaron en condiciones de exposición subaérea, apuntando a la actividad paleosísmica como responsable (Silva *et al.*, 1997). El carácter cósmico de tales deformaciones sin-sedimentarias se encuentra apoyado por el desarrollo de una intensa red de fracturación sin-sedimentaria, con desplazamientos decimétricos, afectando principalmente a los tres episodios fluviales inferiores, como se encuentra documentada en los areneros de Arriaga y del Culebro (figs. 6b y 6c). En estas

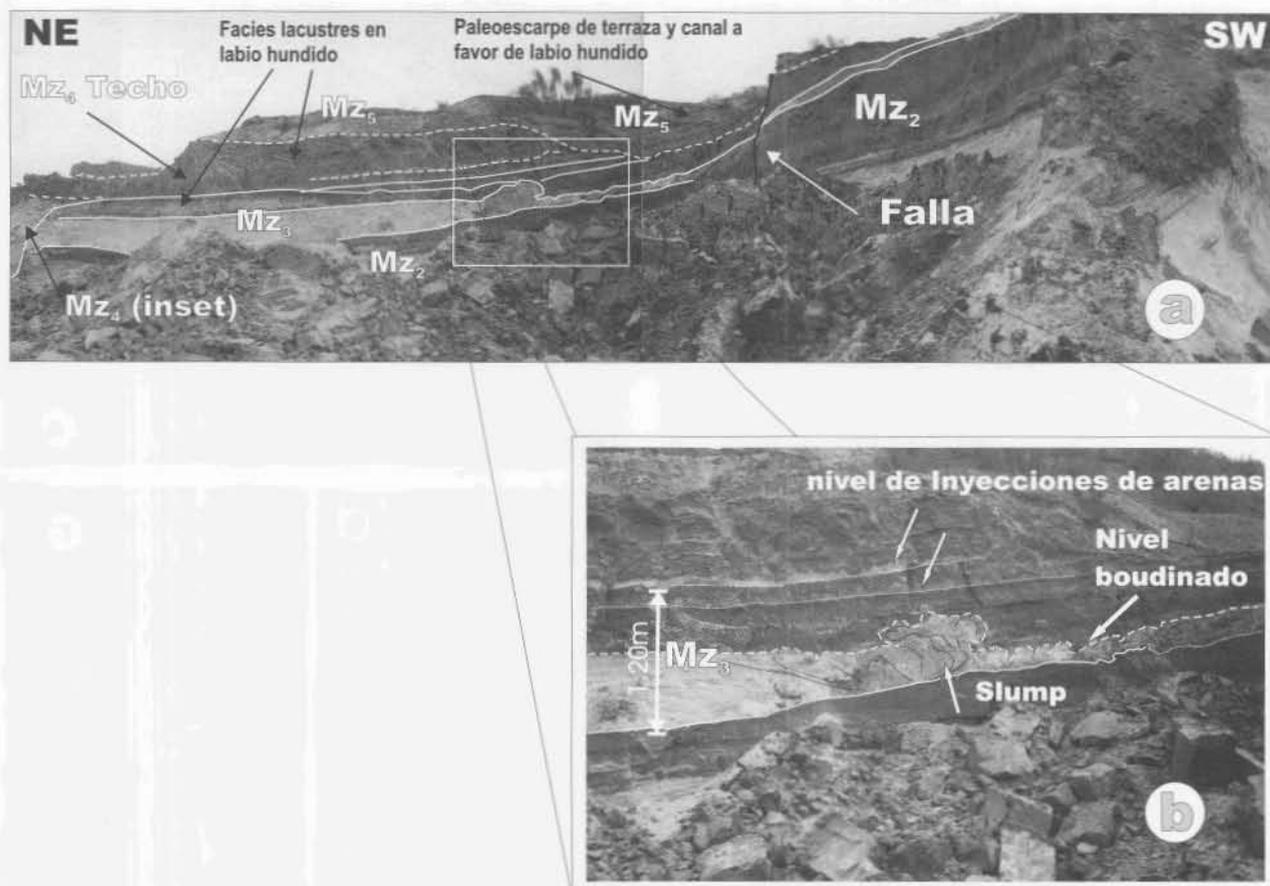


Fig. 7.—a) Fotomontaje interpretado mostrando las relaciones existentes entre los niveles **Mz** basales (1, 2 y 3) y superiores (4 y 5). b) Detalle mostrando las deformaciones sinsedimentarias y procesos gravitacionales asociados en el antiguo arenero de Arriaga. (fotos: M. Hoyos, 1978-1979).

dos localidades la fracturación abarca el conjunto de los tres episodios fluviales basales, dando lugar a desplazamientos métricos en verdaderos escarpes de falla, a favor de los cuales se produce el solapamiento *en offlap* de los dos episodios superiores de la TCMZ como ocurre en Arriaga (fig. 7a). En la zona del Culebro a favor del bloque hundido es característico el solapamiento de niveles mixtos Manzaneros-Culebro (**Mx**) sobre los **Mz**₄ y **Mz**₅, que de hecho ya ellos mismos presentan rasgos mixtos. También es común el desarrollo de facies lacustres fluviales de margas y limos verdes laminados que ocupan ponds o pequeñas lagunas fluviales (fig. 8). Son comunes el desarrollo de geometría similares a pliegues en rodilla a lo largo de los antiguos escarpes de falla. En algunos de ellos (p. ej., Arriaga) se ha documentado el desarrollo de deslizamientos de los paquetes de greda, cuyas morfologías y estructuras denotan el alto grado de saturación en agua bajo el que se desarrollaron (fig. 7b).

En las zonas en que todavía se conservan estos afloramientos

(p. ej., Culebro) se han podido medir las direcciones de fracturación dominantes que resultan presentar geometrías en planta con direcciones dominantes en «Y» de N10-20E y N340-350E a favor de las cuales se desarrollan los escarpes (fig. 5). También se ha podido constatar el desarrollo de fallas antitéticas inversas en el bloque hundido y pliegues en rodilla con direcciones preferentes N70-90E subparalelas a los escarpes en yesos (fig. 6b). Estas últimas pueden llegar a propagarse a las Unidades superiores **Mz**₄ y **Mz**₅ e incluso en los depósitos más recientes solapados de las terrazas inferiores, como se ha podido observar en los recientes cortes abiertos para la M50 en las proximidades de Perales del Río. En definitiva se puede resumir que el nivel de greda situado en el techo de la unidad **Mz**₃ marca un importante episodio de deformación que se extiende a lo largo de todo el Valle inferior del Manzanares y que muy probablemente indique una relevante crisis paleosísmica.



Fig. 8.—Aspecto de las facies lacustres correspondientes a Mz_3 y Mz_4 en los antiguos areneros del Culebro. Nótese la potencia compuesta (> 5 m), estratificación flasher (morfologías bandeadas) y numerosas deformaciones sinsedimentarias. Corresponde al labio hundido de la falla mostrada en la figura 5 (foto, P. G. Silva, 2002).

Las estructuras sedimentarias en las facies arenosas han permitido a varios autores caracterizar la tendencia progresivamente más meandriforme del sistema fluvial durante los tres primeros episodios fluviales de la TCMZ, tal y como ocurre en los antiguos areneros de Prerresa en La Aldehuela (Carrillo *et al.*, 1978), Arriaga (Silva *et al.*, 1989), Culebro (Silva, 1988) y Transfesa en Villaverde Bajo (Silva *et al.*, 1997), y/o se puede inferir de las descripciones estratigráficas realizadas por Gaibar Puertas (1974) en los areneros de Rivas-Vaciamadrid. En algunos casos ha sido posible incluso documentar procesos de corte y abandono de meandros en la Mz_3 (Silva *et al.*, 1997). Allí donde se observan, los depósitos fluvio-lacustres y de relleno de meandro son mucho más frecuentes en este tercer nivel de gredas, lo que indica una mayor estabilidad de la llanura de inundación asociada al techo de este episodio.

Los dos episodios fluviales culminantes Mz_4 y Mz_5 muestran un carácter meandriforme más marcado, con el desarrollo predominante de estructuras de acreción lateral asociadas a niveles canaliformes asimétricos de unos 2-3 m x 40-50 m (Carrillo *et al.*, 1978; Silva *et al.*, 1997). No obstante presentan una granulometría algo más grosera con incorporación generalizada de bloques y cantos blandos de greda (a veces de gran tamaño) en los lag basales (fig. 9). De la misma manera se observan importantes cicatrices erosivas entre estos dos ciclos y los tres anteriores. A partir de estos episodios es donde comienzan a aparecer las características mixtas influenciadas por los aportes laterales de los tributa-

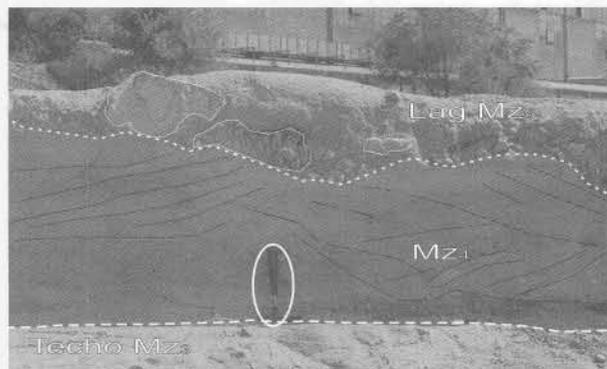


Fig. 9.—Lag basal de Mz_5 en el antiguo yacimiento de Transfesa durante las excavaciones de urgencia realizadas durante 1996. Nótese el calibre de los cantos blandos situados por encima del martillo. Contornos y contactos resaltados por líneas blancas (foto: P. G. Silva, 1996).

rios, que comienzan a ser relevantes a partir de la confluencia del Butarque (Silva, 1988). En este sentido, aguas abajo de esta zona (p. ej., Prerresa) se ha documentado el desarrollo de auténticos deltas fluviales (Carrillo *et al.*, 1978), que registran el momento en que los tributarios (tipo Culebro) comienzan a desarrollar un papel geomorfológico activo en la estructuración del Valle inferior del Manzanares. Cerca de la desembocadura en el Jarama, la propia angostura del Valle (< 1.000 m de anchura) y mayor subsidencia, ha favorecido los procesos de superposición sobre los de solapamiento, como queda constatado en las descripciones estratigráficas de Gaibar Puertas (1974). Por último, hay que reseñar que el episodio Mz_5 puede resultar complejo con el desarrollo de hasta 3 cicatrices erosivas de tipo *cut & fill*, con los techos de los rellenos en yuxtaposición indicando una nueva estabilización del sistema fluvial. De esta forma, a partir del episodio Mz_5 , el establecimiento de una estratigrafía precisa es muy complicado, ya que la tendencia a los procesos de redigestión del sistema fluvial ha desmantelado parte del registro.

Glacis y abanicos superiores de la TCMZ (GaB)

El techo de la TCMZ se encuentra, por lo general, fosilizado por depósitos de tipo glacis, como ocurre desde Villaverde Bajo hasta la confluencia del Culebro (figs. 2 y 4) o bien por auténticos depósitos de abanicos aluviales como ocurre desde este último punto hasta la desembocadura en el Jarama (fig. 3).

En el caso de los glacis se trata de depósitos areno-limosos con laminaciones horizontales y niveles lenticulares de gravillas que, en conjunto,

no sobrepasan el metro de potencia. En el caso de los abanicos que alimenta el relieve de La Maraño-sa, muestran depósitos areno-arcillosos con incorporación de cuerpos canaliformes de gravas (tipo Gm y/o Gms) y ocasionalmente bloques (de yesos o calizas). Estos depósitos pueden alcanzar hasta los 5 m de espesor, como ocurre en la zona de Casa Eulogio (fig. 3b). En ambos casos es característica la presencia de suelos pardo rojizos con horizontes Bt bien estructurados cuya tipología varía entre los 2,5YR y 5YR. Por debajo es común el desarrollo de horizontes Cca en enrejado bastante desarrollados (fig. 5) que indican la instalación y estabilización «relativa» de coberteras vegetales de envergadura (quizá arbóreas). Por último, es preciso apuntar que estas formaciones de aportes laterales que sellan la TMCZ se encuentran biseladas por los escarpes relacionados con la instalación de los niveles terraza Mx, de manera que son anteriores su instalación.

Niveles de terraza inferiores solapados (Mx + 12-15 y Mx + 11-12 m)

Como ya se ha apuntado, estos niveles se encajan en los depósitos de la TCMZ generando escarpes variables de 3 a 5 m, pero por lo general muy tendidos, de forma que su distinción «en campo» es muy complicada sin la asistencia de fotografías aéreas.

Estos niveles se encajan a doble vertiente sobre la TCMZ, que en el tramo comprendido entre el Butarque y el Culebro constituye el propio interfluvio del Valle del Manzanares (fig. 4a). El hecho de que una terraza «baja» de un sistema fluvial actúe como interfluvio de su valle actual es de por sí otro hecho anómalo que anotar en la lista del Manzanares. En este caso, esta situación nos indica la relativa juventud de la instalación del Arroyo Culebro como tributario del Manzanares. Hecho que no es ajeno al proceso de captura y abandono del antiguo Sistema Manzanares-Guatén (Silva *et al.*, 1988b). El nivel de + 12-15 m sólo se desarrolla notablemente en la vertiente del Culebro, siendo la terraza más desarrollada del Arroyo en la zona. En el propio Valle del Manzanares tan sólo aflora como un pequeño retazo en la margen izquierda del río, en relación con el Arroyo de La Gavia (Goy *et al.*, 1989).

En ambas vertientes constituyen auténticos niveles mixtos con interdigitación de depósitos de litología local tipo Butarque o Culebro (siendo estos últimos más característicos) con las típicas arenas blancas del Manzanares. Estos depósitos muestran como característica general el desarrollo de importantes cicatrices erosivas que a veces casi llegan a desmantelar por completo la potencia visible de la

TCMZ. De la misma forma, en distintas localidades, como Casa Eulogio, Arcaraz y/o Perales del Río, las diferentes secuencias que conforman el nivel de + 11-12 m se redigieren mediante sucesivas cicatrices erosivas (figs. 3 y 4). De esta forma es complicado establecer el número total de episodios fluviales que conforman estos niveles mixtos. Sólo a título indicativo se puede decir que las terrazas vertientes hacia la llanura de inundación actual del Manzanares (Norte) muestran una clara tendencia de migración lateral hacia los actuales escarpes en yesos, mientras que los que conforman la vertiente del Culebro, muestran una incisión de carácter más lineal.

Aunque no son raras las estructuras de acreción lateral, la granulometría de las arenas es de mayor calibre, y la incorporación de niveles de gravas y gravillas con estratificación Gp/Gt sugieren una tendencia a un sistema de tipo braided (Silva *et al.*, 1989). Los niveles de gredas verdes siguen siendo característicos, aunque muestran un carácter más arenoso, no son raras las estructuras tipo *flasher* y muestran una menor carbonatación que los de la TCMZ. Estos depósitos pueden encontrarse afectados por rupturas y colapsos sinsedimentarios. En los nuevos cortes de la M-50 en Perales del Río se observan colapsos a doble vertiente a favor de estructuras tipo-domo, e incluso tipo-horst, desarrolladas en los niveles basales infrayacentes de la TCMZ (figs. 10 y 4b). En ocasiones se desarrollan planos de falla verticales de dirección Este-Oeste subparalelos a la dirección del Valle. Estructuras de deformación frágil también se han documentado en la terraza deformada de La Gavia (+ 12-15 m). En definitiva, estas grandes estructuras de deformación han condicionado espacialmente los procesos de disección y posterior acomodamiento de los rellenos. A diferencia del caso anterior, estas estructuras son más amplias y más complejas, siendo realmente difícil diferenciar la señal tectónica dentro de las grandes estructuras de colapso-abombamiento. En este caso parece más razonable pensar que los colapsos están en gran medida condicionados por un episodio generalizado de karstificación en respuesta al descenso de nivel de base relacionado con el fuerte encajamiento del sistema que antecede la instalación de estos niveles terrazas que podrían superar los 18-19 m (casi la totalidad de la potencia vista de la TCMZ). En cualquier caso, exista o no actividad tectónica asociada, las estructuras previas dirigieron todo el proceso. De hecho, existen ejemplos de reactivación de estructuras kársticas mioceanas afectando a depósitos fluviales de la margen izquierda del Culebro en las inmediaciones de su cruce con la M-301 (Silva *et al.*, 1989) y son numerosos los ejemplos de rellenos y colapsos kársticos

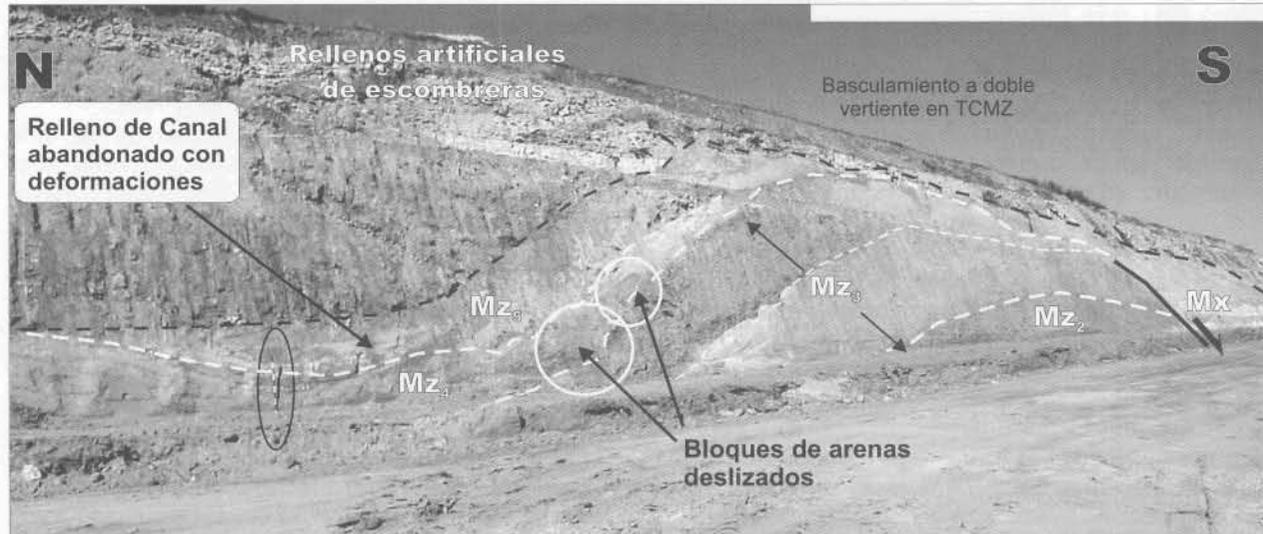


Fig. 10.—Fotomontaje interpretado del talud oriental de la M-50 en Perales del Río. En la parte central se observan estructuras en domo. Hacia el sur se observa cómo el flanco del domo ha cedido por deformación frágil dando lugar a una zona de colapso con reactivación de fallas cuaternarias. Todos los materiales por encima de la línea punteada negra corresponden a rellenos por escombros de antiguas graveras (foto: P. G. Silva, 2003).

descritos en la zona de Cumbres de Vallecas sobre los escarpes en yesos (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Silva *et al.*, 1989). También se puede señalar que diferentes procesos de deslizamientos de masas yesíferas son «sellados» por estos niveles inferiores en la zona de Casa Eulogio (figs. 1 y 3b).

Glacis y derrames de terraza inferiores (GaD)

Estos constituyen en segundo nivel de aportes laterales, que en la mayor parte de los casos conecta morfológicamente la superficie de la TCMZ con la de estos niveles inferiores a favor de los extensos y tendidos escarpes mencionados anteriormente (figs. 4a y 4b). En el caso del interfluvio Manzanares-Culebro los depósitos constituyen derrames de escarpe de terraza, ya que son éstos los relieves de los que proceden. Por el contrario, aguas abajo de la confluencia del Culebro constituyen auténticos abanicos aluviales que se encajan netamente en los anteriores (GABsup) (figs. 2 y 3). En ambos casos, se trate de derrames y/o abanicos son depósitos netamente arenosos, ya que en su mayoría provienen del desmantelamiento de la TCMZ. Es característico de este segundo nivel de aportes laterales el desarrollo de horizontes argílicos en bandas, netamente condicionados por los contrastes granulométricos de los materiales detríticos sobre los que se desarrollan, así como por los sistemas radiculares de las plantas (*root mats*) presumiblemente herbá-

ceas. Relacionado con estos depósitos se registran ocasionalmente estructuras asimilables a verdaderas cuñas de hielo en las que los materiales arenosos bandeados penetran en las gredas de inundación de los depósitos fluviales de Mz_4 , Mz_5 o niveles Mx solapados. Este tipo de estructuras son muy distintas de las deformaciones sinsedimentarias que se han descrito más arriba y que numerosos autores (Imperatori, 1955; Riba, 1957; Gaibar Pueras, 1974) atribuyeron erróneamente casta paleoclimática.

Niveles de Terraza inferiores solapados Mx + 8-9 m y Mx(c) + 11-9 m

Este nivel constituye el nivel más bajo de terraza del Manzanares en esta zona, ya que los inferiores que aparecen a partir de los + 5 m representan los diferentes niveles de inundación asociados a la llanura aluvial actual del Manzanares.

Como ya se ha apuntado este nivel genera un auténtico paleovalle en el sector comprendido entre las desembocaduras del Butarque y Culebro (figs. 1 y 4b). El primero todavía participa funcionalmente del paleovalle en sus últimos 1,5 km antes de confluir de hecho con el cauce actual del Manzanares. Así pues, en este tramo el nivel de + 8-9 m también, como los anteriores, se encaja a doble vertiente sobre la TCMZ y el Mx + 11-12 m, que en distintos sectores (p. ej., La Colonia-Perales del Río) actúa

como divisoria interna, constituyendo un contrafuerte lineal que separa el paleovalle colgado de la actual llanura de inundación del Manzanares. En el último de ellos se encuentra ubicada la localidad de Perales del Río (fig. 4b). A partir de ésta, el mencionado contrafuerte desaparece y el fondo del paleovalle aparece colgado «con morfología de terraza» sobre el cauce actual del Manzanares (fig. 4a). Por tanto, es necesario apuntar que en este paleovalle el nivel Mx + 8-9 m tiene un carácter fundamentalmente de terraza erosiva, con depósitos de fondo de valle asociados. Por el contrario, en la vertiente norte del contrafuerte aparecen diversos retazos de este nivel de terraza. Por lo general muestran una importante cicatriz erosiva con los depósitos sobre los que se solapa que pueden ser los de la TCMZ o los de la Mx + 11-12 m. Sus características sedimentológicas son similares a las del nivel inmediatamente superior. El único dato que la distingue es su rico contenido en industria musteriense. En esta zona sólo destacan los datos procedentes de las descripciones de Gaibar Puertas (1974) en la zona de Vaciamadrid, no obstante, es este nivel, el que libra abundante industria de esta tipología aguas arriba de Villaverde (Obermaier, 1925).

Aguas abajo de la desembocadura del Culebro, este nivel llega a yuxtaponerse con los depósitos de la Mx + 11-12. Correspondería al nivel de + 11-9 m que se desarrolla a lo largo de todo el tramo terminal del Valle hasta su confluencia con el del Jarama descrito por Silva *et al.* (1989). En cierto modo, éste sería un nivel de tipo TCMZ (fig. 2), pero más reciente y ocupando tan sólo la pequeña zona terminal del Valle.

Registro bioestratigráfico: paleontología y arqueología

La TCMZ posee los complejos faunísticos e industriales más antiguos registrados en el Valle del Manzanares. A grandes rasgos los restos paleontológicos constituyen una asociación constituida por *Palaeoloxodon antiquus platyrhincus* (Elefante de defensas rectas), *Dicerorhinus hemitoechus* (o *D. Mercki*), *Bos cf. primigenius*, *Equus caballus* sp., y *Cervus elaphus* (Meléndez y Aguirre, 1958; Gaibar Puertas, 1974; Soto y Sesé, 1991). Toda ella coincide en lo esencial con la citada por Hernández Pacheco (1927) para la Terraza de San Isidro (+35-40 m) y lo que es más importante con la descrita en el yacimiento de Áridos-1 en el vecino valle del Jarama, cuya microfauna permite la asignación cronológica relativa más precisa que se tiene hasta el momento de los depósitos fluviales pleistocenos en

el entorno de Madrid (Santonja *et al.*, 1980). La denominaremos asociación tipo *P. antiquus* por ser el elemento más característico, aunque su valor cronestratigráfico sea escaso (Aguirre, 1969).

Elementos faunísticos de esta asociación han sido descritos en numerosos yacimientos del valle inferior, destacando los de Transfesa (Meléndez y Aguirre, 1958), Arroyo Culebro (Soto y Sesé, 1991); Arriaga (Rus, 1989; Gamazo, 1983; Sesé y Soto, 2000) y Rivas-Vaciamadrid (Gaibar Puertas, 1974) por ser los que presentan mayor número de ellos. En todos los casos, atendiendo a las descripciones de los autores, los restos paleontológicos siempre aparecen en los términos fluviales basales de la TCMZ correspondientes a las secuencias **Mz₁** y **Mz₂** (figs. 3 y 4). Esta asociación puede considerarse como típica del Pleistoceno medio final (Soto y Sesé, 1987; Sesé y Soto, 2000), contemporáneos a los yacimientos de Atapuerca TD11, TD10 y SH situándose entorno a los 300-350 ka BP (Hoyos y Morales, 2000).

Desde el punto de vista paleoecológico, la asociación *P. antiquus* es indicadora de condiciones climáticas templadas, algo más húmedas a las actuales, caracterizadas por la presencia de praderas arboladas (Soto y Sesé, 1987; Sesé y Soto, 2000). Estos datos también parecen avalados por los datos polínicos de Transfesa (Amor y Flörschutz, 1963) que aparecieron por debajo del **Mz₁** que contenía los restos fósiles, de manera que hasta se podría hablar de un **Mz₀** basal (fig. 4c). De la misma forma, las diversas especies de micromamíferos, anfibios, reptiles y peces descritos en el yacimiento de Arriaga (Gamazo, 1983; Rus, 1989) son muy similares a las del yacimiento de Aridos-1 en el Jarama y apoyan las determinaciones paleoecológicas. Los elementos comunes a ambos yacimientos son *Eliomys quercinus* L., *Microtus brecciensis*, *Arvicola sapidus*, *Apodemus sylvaticus*, *Crocidura cf. russula* y *Oryctolagus cf. lacosti*. El yacimiento de Aridos-1 es situado por López Martínez (1980) dentro del Pleistoceno medio en el interglacial Mindel-Riss atribuyéndole una edad entorno a los 370-320 ka BP. Esta edad, a gran escala, correspondería al estadio isotópico OIS 10 (362-345 ka BP) según escalas paleoclimáticas recientemente establecidas (Petit *et al.*, 1999). Sin embargo, la asociación de micro de Arriaga (fig. 3c) parece responder a un conjunto algo más reciente, debido a los caracteres más evolucionados de *A. sapidus* y a la presencia *Pytimus gr. duodecincostatus* (véase Gamazo, 1983), roedor subterráneo ausente en Aridos-1, que haría su aparición en la Península en el Riss (*ca.* OIS 6).

A la asociación *P. antiquus* habría que agregar la presencia ocasional de *Equus caballus torralbae*

Tabla 2.—Situación, contenido faunístico y/o lítico de los yacimientos cuaternarios más importantes descritos hasta la fecha en el Valle inferior del Manzanares

| Localidad - Sitio de referencia | Yacimiento | Cota terreno | Nivel terraza | Fauna documentada y fechas de excavación | Industria documentada y fechas de excavación | Referencias bibliográficas |
|---|-----------------------------------|--------------|---------------|--|--|---|
| Villaverde Bajo | TRANSFESA y/o TAFESA (Figura 4c) | + 22 m | TCMZ | <i>Palaeoduxodon (Elephas) antiquus (Mz₁-Mz₃)</i> -1957 y 1996. <i>Cervus</i> sp., <i>Bovidae</i> indet. <i>Equus caballus</i> , <i>Praedama</i> sp. (Niveles Mz ₃ y Superiores) - 1957 y 1974. | Industria Achelense arcaica base Mz ₁ -1957 Industria Achelense (s.l.) <i>in situ</i> en techo Mz ₃ -1996 | Menéndez y Aguirre (1958) De Andrés y Aguirre (1979) Silva <i>et al.</i> (1997) |
| Ayo. Butarque | OXIGENO | | TCMZ | Ninguna | Industria Achelense superior (o evolucionada) en niveles asimilables a (Mz ₂ y Mz ₃) | Rus y Querol (1989) |
| Perales del Río Antiguo P.K. 7,3 M-301 | PERALES DEL RIO (Figura 4b) | + 18-20 m | TCMZ | Ninguna | Industria Achelense medio <i>in situ</i> en techo Mz ₃ (?) -1980-. Similares hallazgos se observan en 2003 en las obras de la M-50 | Cobo <i>et al.</i> (1979, 1982) Hoyos <i>et al.</i> (1984) |
| P.K. 6, M301, en el Cruce con Cañada Riojana (antiguo Cmo. Solana) | ADRIAN ROSA (Figura 4a) | + 14-16 m | Mx + 12-15 m | <i>Coelodonta antiquitatis</i> + <i>Equus caballus</i> - 1979 | Industria Achelense y/o Musteriense de tradición Achelense se recogió en este arenero por el Inst. Arq. Municipal de Madrid | Arzuaga y Aguirre (1979) Sesé y Soto (2000) |
| Bajada de la Cañada Riojana al Valle del Culebro | ARROYO CULEBRO (Figura 4a) | + 11-12 m | Mx + 11-12 m | <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Megaceros</i> cf. <i>giganteus</i> (Mx) -1991- <i>Palaeoduxodon (Elephas) antiquus</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Bovidae</i> indet. <i>Equus caballus torralbae</i> (Niveles Mz inferiores) - 1991 | Ninguna | Soto y Sesé (1991) |
| Arenero de Arcaraz Camino de La Aldehuela | ARCARAZ (Figura 3c Ref.) | + 10 m | Mx + 9-11 m | <i>Maxilar inferior</i> + Defensa de <i>Mammuthus Intermedius-trogotherii</i> (?) o <i>Mammuthus</i> sp. recogidos en 1968 por el Inst. Arq. Municipal de Madrid. Ref. Gamazo (1983) | Restos dispersos de industrias Achelense medio y/o y/o superior | Gamazo (1983) |
| Antiguos areneros de Arriaga y Navarro. Camino de la Aldehuela | ARRIAGA I (Figura 3c Ref.) | + 10-11 m | TCMZ | Micromamíferos: <i>Eliomys quercinus</i> L., <i>Microtus brecciensis</i> , <i>Arvicola sapidus</i> , <i>Apodemus sylvaticus</i> , <i>Crocidura</i> cf. <i>russula</i> y <i>Oryctolagus</i> cf. <i>lacosti</i> <i>Pytimus</i> gr. <i>duodecincostatus</i> (Mz ₀ ?) - 1983 | Restos dispersos de lascas y núcleos achelenses (s.l.) | (Rus, I, 1983, 1984, 1989) Gamazo (1983) Sesé y Soto (2000) |
| Camino de la Aldehuela. Corte C-6 (Gamazo, 1983) | VERTEDERO GRATIS (Figura 3c Ref.) | + 10-11 m | Mx + 9-11 m | Defensa <i>Mammuthus</i> sp. (?) recogida por el Inst. Arq. Municipal de Madrid en 1961. Ref. Gamazo (1983) | Ninguna | |
| Casas de Salmolina - Camino de La Aldehuela (contiguo al anterior) | ARRIAGA II y III (Figura 3c) | + 16-18 m | TCMZ | <i>Palaeoduxodon (Elephas) antiquus</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Bos primigenius</i> , <i>Equus caballus</i> , y <i>Dicerorhinus hemitoechus</i> (Mz ₁ y Mz ₂) ARRIAGA II y III -1983 | Industria Achelense superior (o evolucionada) Sitio de Ocupación - Área de despedazamiento en ARRIAGA II (Techo Mz ₁). | |
| Casa Eulogio (próximo al Puente del Camino de La Aldehuela sobre el Manzanares) | CASA EULOGIO (Figura 3b) | + 11 m | Mx + 9-11 m | Defensa <i>Mammuthus</i> sp. (?) recogida por el Inst. Arq. Municipal de Madrid en 1962. Ref. Gamazo (1983) | Industria Musteriense de tradición achelense o achelense muy evolucionada. En niveles de aportes laterales superpuestos (GAD) se documentan elementos dispersos achelenses rodados | Gamazo (1983) |
| Antiguo P.K. 9, N-III Rivas-Vaciamadrid | RIVAS (Figura 3a) | + 18 m | TCMZ | <i>Palaeoduxodon (Elephas) antiquus</i> , (Mz ₁ y Mz ₂) 1963-1965. <i>Dicerorhinus hemitoechus</i> , <i>Equus</i> sp., <i>Cervus</i> sp. (Mz ₅) | Industria Achelense típica en niveles basales (Mz ₂ al Mz ₃). Acompañando a los restos de <i>P. antiquus</i> en Mz ₂ . Industria Achelense evolucionada en Mz ₅ , e industria Musteriense en Niveles Mx solapados | Gaibar Puertas (1974) |

Se asignan a los distintos episodios Mz y Mx diferenciados en este estudio en función de su situación actual y referencias realizadas por los autores originales. Los yacimientos se encuentran ordenados de Oeste a Este. Para su localización, véase la figura 1.

(Culebro: Soto y Sesé., 1991), *Praedama* sp. (Transfesa: Andrés y Aguirre, 1974), y diversos elementos postcraneales atribuidos tentativamente a *Mammuthus trogontherii-intermedius* en el arenero de Arcaraz (Gamazo, 1983; Soto y Sesé, 1987). Los dos últimos son de especial importancia, ya que indican un endurecimiento de las condiciones climáticas, hacia un mayor frío (Soto y Sesé, 1987), apuntando hacia el OIS 6 (Riss?). Aunque las determinaciones estratigráficas no son muy precisas para la mayor parte de los hallazgos, las descripciones indican que han aparecido en niveles fluviales superiores (superpuestos o solapados) a los de la asociación *P. antiquus*. Estos, con cierto grado de seguridad, son asimilables a los episodios **Mz₄** y **Mz₅** en Arcaraz y Transfesa (figs. 3c y 4c). En los otros casos, podría tratarse también de los niveles solapados inferiores **Mx**, como parece ocurrir en Casa Eulogio (fig. 3b). En cualquier caso, *M. trogontherii* es una forma coexistente con el *P. antiquus* evolucionado (Aguirre, 1969), pero que caracteriza un biotopo diferente (más frío) y evolutivamente anterior al *M. primigenius* que caracteriza las faunas frías del Pleistoceno superior de la Península Ibérica (Soto y Sesé, 1987; Gracia y Arsuaga, 2003).

Por otro lado, en cuanto a industria lítica se refiere, también la parte basal de la TCMZ posee los complejos industriales más antiguos registrados en el tramo inferior del Manzanares. Los episodios inferiores **Mz₁** y **Mz₂** contienen una industria que se ubica en un estadio Achelense muy evolucionado, desde el Achelense medio al superior o Achelense final (Cobo *et al.*, 1979; Gamazo, 1983; Rus, 1983; Rus, 1989). El registro lítico es así algo más moderno al de la terraza de San Isidro, el cual corresponde al Achelense inferior-medio (Santonja, 1977; Rus, 1983). La mayoría de la industria lítica asociada a la TCMZ se encuentra tallada en sílex y responde a bifaces lanceolados y micoquinienses (Santonja *et al.*, 1980), raederas y hendedores de talla *no levallois*, aunque los niveles superiores arrojan algunas lascas y puntas *levallois* y *kombewa* de buena fractura y tallas en cuarcita (Cobo *et al.*, 1979; Rus, 1983). En Arriaga, aguas abajo de la desembocadura del Culebro, se localizó un importante suelo de ocupación achelense (zona de despedazamiento Arriaga-III) relacionado con restos del *P. antiquus* (Rus, 1983; Rus, 1989) que aparece en la base del episodio **Mz₁**. Este yacimiento es de similares características (pero de menor entidad) a los niveles de ocupación de Aridos-1 en el Jarama (Santonja *et al.*, 1980). En capas situadas inmediatamente por encima aparecieron diversos elementos faunísticos pertenecientes a la asociación *P. antiquus* acompañados por industria Achelense evolucionada (Gamazo, 1983; Rus, 1983) (tabla 2). De la misma

forma no son raros los talleres de industria lítica sobre la superficie de la **Mz₃**, como los aparecidos en 1996 en las excavaciones de urgencia llevadas a cabo en el antiguo yacimiento de Transfesa.

Los niveles **Mx** solapados a la TCMZ presentan conjuntos faunísticos ya atribuibles al Pleistoceno superior (tabla 2), particularmente los niveles mixtos Manzanares-Culebro (+ 15-12 m). En este nivel, se encuentran las faunas típicamente frías como son los rinocerontes lanudos *Coelodonta antiquitatis* de los areneros de Adrian Rosa (Arsuaga y Aguirre, 1979) y Culebro (Soto y Sesé, 1991). En asociación también aparecen restos de otras faunas de carácter frío *Megaceros cf. gigantecus*, *Cervus elaphus*, así como un no descartable *Mammuthus primigenius* asignado a los restos postcraneales del yacimiento del Culebro (Soto y Sesé, 1991). En este sentido se ha de destacar la presencia segura de al menos dos defensas de *Mammuthus* sp. recogidas en el entorno de los antiguos areneros de Arcaraz y Arriaga (tabla 2) a comienzo de la década de los sesenta tal y como documenta Gamazo (1983). Estos restos son los asimilados a *M. primigenius* por Aguirre (1969) y que en la reciente revisión sobre faunas frías pleistocenas ponen en duda Gracia y Arsuaga (2003). Así pues, aunque pueda ponerse en duda la posición estratigráfica que aquí se les asigna, las defensas curvas de *Mammuthus* sp. expuestas en el Museo Arqueológico de San Isidro provienen efectivamente del Valle inferior del Manzanares. En base al biotopo claramente «frío y estépico» que denotan los mencionados elementos faunísticos, los depósitos que los contienen son atribuidos al episodio climático del Würm. En concreto, los depósitos del Culebro han sido asignados genéricamente al OIS 4 en la revisión realizada por Aguirre (1989) para el Mapa del Cuaternario de España. Más recientemente, Gracia y Arsuaga (2003) indican que los restos de *C. antiquitatis* podrían incluso asignarse al OIS 2. No obstante, dada la posición morfosedimentaria de tales restos (**Mx** + 12-15 m) apuntan más lógicamente a una posición OIS 4.

En cualquier caso, los elementos de mayor valor cronológico que presentan los niveles inferiores de tipo **Mx** son los restos arqueológicos. Las industrias asociadas a los niveles mixtos Manzanares-Culebro son atribuidas al Achelense superior final (Cobo *et al.*, 1979, 1982; Rus, 1983). Industria perteneciente al paso Achelense-Musteriense (*ca.* OIS 5-4) se registra en uno de los escasos retazos de terraza localizados en la margen izquierda del Manzanares en el yacimiento de *La Gavia-I* (Obermaier, 1925; Rus, 1983), la cual se encuentra deformada situándose a una altura de + 12-15 m (Goy *et al.*, 1989). Los niveles de + 11-12 m. y + 8-9 m presentan una industria ya típicamente Musteriense con *tallas*

levallois de buena fractura en sus niveles basales (Cobos *et al.*, 1982; Rus, 1983). Por último, citaremos la industria musteriense (típica) documentada por Gaibar Puertas (1974) en la zona de Rivas-Vaciamadrid atribuibles al nivel complejo solapado Mx(c) + 9-11 m del sector terminal del valle.

Los yacimientos musterienses más importantes se localizan inmediatamente aguas arriba de Villaverde, en los antiguos areneros de la zona de Usera y Portazgo, sobre el actual trazado de la calle de Antonio López (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Obermaier, 1925; Pérez de Barradas, 1936). Ambos niveles inferiores muestran relaciones muy complejas, llegándose incluso a solapar y conectarse morfológicamente por sistemas de aportes laterales, tal y como se encuentra documentado en los antiguos areneros de El Sotillo y Prado de Los Laneros (Obermaier, 1925; Pérez de Barradas y Wernert, 1921). En este último, a juzgar por las descripciones de estos autores, ambos niveles llegarían a empezar a solaparse, adquiriendo el dispositivo típico que poseen ya desde el mismo Villaverde (fig. 4c). En cualquier caso, la terraza de + 8-9 m representa la típica *Terraza Musteriense* del Cuaternario madrileño. Su registro lítico permite acotar su desarrollo al OIS 3, pero no descartando su continuidad al comienzo del OIS 2.

Por lo demás los diferentes niveles de inundación situados entre + 1,5 y 5 m sobre el cauce actual del Manzanares constituyen la actual Llanura de inundación del Valle. En ellos han sido descritos elementos líticos Auriñacienses y Solutrenses, así como diferentes asentamientos ya plenamente neolíticos (Obermaier, 1925; Rus, 1983). En cualquier caso, todos ellos son también frecuentes en las superficies antropizadas de todos los niveles de terrazas citados, aunque los auriñacienses y solutrenses son más abundantes en los niveles situados por debajo de los 12 m (Pérez de Barradas y Wernert, 1921; Obermaier, 1925) fosilizados según las descripciones disponibles por aportes laterales de tipo glacis y/o derrames. Por todo ello, cualquier intento de posicionamiento cronoestratigráfico realista de los niveles inferiores de terraza y niveles de inundación en relación con los registros del Paleolítico superior y/o neolíticos resultaría vano. Tan sólo se puede decir con un cierto nivel de seguridad que tales niveles de inundación son post-Würm, y no necesariamente holocenos todos ellos, ya que podrían registrar la parte final del OIS 2 correspondiente a la deglaciación.

De esta forma se puede decir que de manera general, y a falta de nuevos datos, los procesos sedimentarios y erosivos que conforman la actual morfología del Valle inferior del Manzanares comenzaron ya bien entrado el Pleistoceno medio, y son pro-

bablemente no más antiguos de *ca.* 500 ka BP. De forma que puede considerarse como uno de las macroformas fluviales cuaternarias más recientes del Sector central de la Cuenca de Madrid.

Por el contrario, aguas arriba de Villaverde, el registro geomorfológico del Manzanares se adentra en el Pleistoceno medio-inferior, tal y como indica la distribución altimétrica y características edáficas de los niveles fluviales situados por encima de la terraza de San Isidro (tabla 1). No obstante, ningún elemento paleontológico y/o arqueológico documenta hasta la fecha tal situación. Por el contrario, la historia sedimentaria del Pleistoceno medio-inferior del valle del Manzanares se encuentra documentada a lo largo de la denominada depresión Prados-Guatén. Por ella discurría un antiguo sistema fluvial Manzanares-Guatén (Silva *et al.*, 1988a) que pone de manifiesto la existencia de un nivel de terraza complejo (engrosado) de características litológicas y mineralógicas asimilables a las del actual Manzanares, actualmente fosilizado por glaciares de cobertera que enmascaran su morfología. En los niveles inferiores de tal sistema de terrazas se encuentra documentada la presencia de *Mammuthus meridionalis* NESTI (Silva *et al.*, 1988a, 1999) atribuibles al Pleistoceno inferior-medio. Su altimetría actual indica que se encuentra elevada a unos + 80-85 m por encima del cauce actual del Manzanares en su sector más próximo (Silva *et al.*, 1999), siendo, pues, altimétricamente asimilable al Pleistoceno inferior no registrado en el Valle inferior del Manzanares.

Discusión y conclusiones

En el presente trabajo se propone la subdivisión estratigráfica de la TCMZ (+ 16-22 m) del Valle inferior del Manzanares en, al menos, cinco unidades que se han denominado **Mz₁** a **Mz₅**. Dentro de ellas existe una tendencia de clara superposición (engrosamiento) desde la **Mz₁** hasta la **Mz₃**. A techo de esta última, tanto durante su depósito como durante el episodio de encajamiento que antecede a instalación de las **Mz₄** y **Mz₅** tiene lugar un importante período de deformación (fig. 2) asimilable a la crisis paleosísmica del Pleistoceno medio propuesta por Giner *et al.* (1996) para el conjunto de la cuenca. Indudablemente ésta es posterior a la, más importante, crisis neotectónica pleistocena propuesta por Silva *et al.* (1988b): la responsable de la generación de los escarpes en yesos y de la captura del propio Manzanares. Podría considerarse que el episodio de deformación **Mz₃** sería una de las últimas manifestaciones, claramente paleosísmicas, del gran episodio neotectónico que varió el curso del Manzanares.

Este episodio lleva consigo la generación de una topografía interna en la antigua llanura del Manzanares, que amplificada por los procesos de subsidencia kársticos postdeposicionales, alcanzó rango de mesoescala. El relieve así generado, aunque laxo, condicionó espacialmente los procesos de disección y acomodación de sedimentos posteriores (fig. 12a), cuyas pautas y rumbos quedaron ya definidos desde este momento. Ya durante el depósito del techo de la **Mz₃** la distribución de las facies fluvio-lacustres se acomoda a los labios hundidos de los escarpes de falla que se generaron. Estos mismos escarpes condicionan la instalación y solapamiento de los episodios **Mz₄** y **Mz₅**, los cuales también están afectados por procesos de deformación, pero que podrían ser ya clasificados mayoritariamente como ocasionados por la reactivación de las estructuras anteriores debido a episodios de subsidencia kárstica.

Además, durante los episodios **Mz₄** y **Mz₅** comienza a ser significativamente activa la participación de los tributarios procedentes de las zonas arenosas del sur de Madrid. Este hecho queda constatado en los espectros litológicos de las arenas y lag basales de ambos episodios. En ellos la influencia de la geología local (calizas, sílex, yesos, margas) y muy local (grandes cantos blandos de gredas) es muy importante. De la misma forma, al episodio **Mz₄** se encuentra asociado el registro de un antiguo delta fluvial (Carrillo *et al.*, 1978), que por su localización no puede pertenecer más que al Arroyo Culebro. Estos hechos certifican indirectamente el proceso del comienzo de la disección y desmantelamiento del antiguo «valle inferior» que llevaba al Manzanares a verter sus aguas al Tajo. Por otro lado, el Culebro tan sólo tendría un sector reciente en el que se habría certificado un proceso de inversión del drenaje, ya que su tramo de cabecera que se interna entre Leganés, Parla, Fuenlabrada y Mostoles (arroyos de la Recomba, y Loranca, Parque de Las Cárcavas, etc.), pertenecería mayoritariamente a la anterior historia erosiva del valle que discurría por la Prados-Guatén (fig. 1).

Es de hacer notar que mientras que todos estos episodios fluviales se encuentran superpuestos en toda la extensión del valle, en su sector terminal (Casa Eulogio-Vaciamadrid), los aportes laterales de tipo aluvial participan más activamente en todas las secuencias fluviales (fig. 3). Estos hechos nos indicarían una tendencia subsidente del nivel de base. De hecho la altimetría de la TCMZ varía desde los + 20-22 m en el entorno de Villaverde hasta los + 16-18 m en este sector terminal y su hipotético nivel de base constituido por la superficie de la Terraza del Jarama que contiene los yacimientos de Aridos se encuentra a + 15 m en la zona de confluencia (Pérez González, 1980). Hay que entender que el proceso de captura significaría un episo-

odio disectivo de especial importancia en la evolución del Manzanares que, a juzgar por los datos, resultaría ser el que antecede a la instalación de la TCMZ. El fuerte relieve generado en la zona de captura (La Marañososa) justificaría la necesidad de relleno del valle, en la que participarían activamente los sistemas aluviales secundarios, así como el desarrollo de procesos de desestabilización gravitatoria como deslizamientos y caídas de bloques (figs. 1 y 3). El relieve entonces generado es difícil de cuantificar, pero los sistemas de valles colgados sobre los escarpes, a + 20-30 m (Silva *et al.*, 1988b), nos puede dar su valor mínimo.

Todo este proceso de relleno habría sido guiado por un sistema fluvial de tipo meandriforme que, aparentemente, como denotan las numerosas estructuras de acreción lateral en **Mz₄** y **Mz₅**, fue ganando sinuosidad progresivamente. Este dato concuerda con la tendencia subsidente apuntada anteriormente, que delinearía hipotéticos perfiles longitudinales divergentes para cada uno de los episodios **Mz**, cada vez con menor pendiente longitudinal. A esto habría que sumar el posible efecto de represamiento «tipo cuello de botella» condicionado por la angostura del tramo terminal y su continuo relleno por aportes laterales. Tampoco hay que descartar que la arquitectura de los últimos episodios de la TCMZ posteriores a la **Mz₃** (**Mz₄**, **Mz₅** y otros que hayan podido erosionarse) responda a un proceso de basculamiento hacia los escarpes yesíferos, tal y como ocurre en contextos extensionales (Alexander *et al.*, 1994; Burbank y Anderson, 2001). De esta forma el solapamiento en *offlap* entre los distintos episodios **Mz** y su migración neta hacia los actuales escarpes, comenzaría ya a marcar la impronta del carácter asimétrico del Valle inferior del Manzanares.

Al final del ciclo que culmina la TCMZ los aportes laterales tapizan gran parte del valle, ya sea en modalidad glacis (zona Villaverde-Culebro) o en modalidad de abanico (La Aldehuela-Vaciamadrid). Sobre ellos se desarrollan suelos pardo rojizos de tipo 2,5 YR a 5YR con importantes horizontes Cca en enrejado que, por sus dimensiones, sugieren la instalación de una cobertera vegetal (arbustiva y/o arbórea) de importancia y, por tanto, una estabilización (biostásica) del sistema fluvial.

Los episodios fluviales que se solapan a la TCMZ los hemos denominado *terrazas mixtas* o niveles **Mx**, ya que en mayor o menor medida todos ellos participan de las características litológicas mixtas que se apuntaban ya en los episodios **Mz₄** y **Mz₅**. Estos se distribuyen a cotas de + 12-15 m, + 11-12 m, + 8-9 m. Hay que apuntar que todos ellos se encuentran solapados, y que en el tramo final del valle aguas abajo de la desembocadura del Culebro, los niveles de + 11-12 y + 8-9 m se yuxta-

ponen (Silva *et al.*, 1989). También hay que resaltar que todas las características que se describen son exclusivas del valle inferior y no son exportables a tramos situados aguas arriba de Villaverde donde niveles de similar cota relativa se disponen encajados unos respecto a otros (Goy *et al.*, 1989).

Los episodios **Mx** + 12-15 m, pero especialmente el + 11-12 m, se encajan a doble vertiente sobre la TCMZ; por un lado, los pertenecientes al Culebro (Sur) y, por el otro, al propio Manzanares y Butarque (Norte), de manera que la propia superficie de la TCMZ (+ 18-20 en esta zona) funciona como la divisoria del Valle del Manzanares entre las desembocaduras del Butarque y el Culebro (fig. 11b). Este hecho denota la generación de una nueva topografía interna, y en esta ocasión de mayor rango, indicando un proceso de «redigestión» del paisaje a meso-escala que marca definitivamente las pautas del que observamos hoy día.

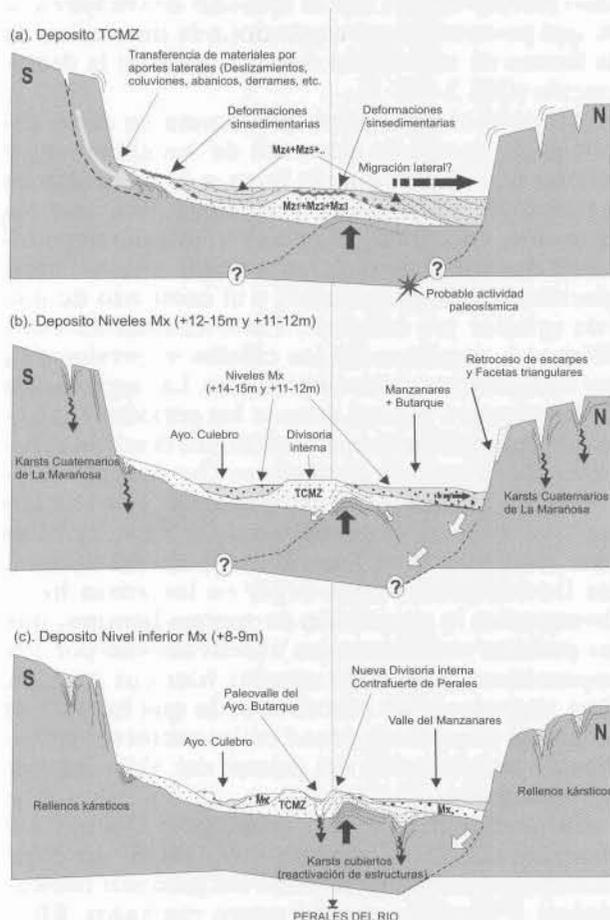


Fig. 11.—Modelo evolutivo del Valle inferior del Manzanares. a) Depósito de la TCMZ; b) Depósito niveles mixtos **Mx** + 12-15 m y + 11-12 m; c) Depósito nivel inferior **Mx** + 8-9 m y/o **Mx**(c) + 9-11 m. En gris claro se representa el depósito activo de cada uno de los episodios de sedimentación.

De la misma forma, el nivel **Mx** + 8-9 m se encaja a doble vertiente sobre la TCMZ, e incluso sobre los niveles **Mx** precedentes, en el mismo sector. Este nuevo encajamiento da lugar al paleovalle colgado que se observa en la actualidad. Este responde al antiguo trazado del Butarque y queda separado de la llanura actual por un contrafuerte lineal labrado en los niveles de terraza (figs. 11c y 4b). El contrafuerte desaparece a partir de Perales del Río, donde el fondo del paleovalle queda colgado a modo de «terrace» hasta la desembocadura del Culebro (figs. 1 y 4a). Como ya se ha apuntado, a partir de este punto este nivel de terraza se yuxtapone con el de + 11-12 m, generando un nivel complejo (tipo TCMZ) a + 11-9 m ya descrito por Silva *et al.* (1989).

En todo este proceso de redigestión del paisaje el río adquiere una tipología (más) braided, aumentando el calibre de los materiales detríticos que transporta y retrabajando los depósitos anteriores, siendo las cicatrices erosivas tan importantes que a veces llegan a desmantelar toda la estratigrafía correspondiente a la TCMZ, como ocurre en todo el sector terminal del Valle (Arcaraz-Casa Eulogio, fig. 3). También son comunes los procesos de deformación, pero las deformaciones poseen mayor amplitud, resultando difícil extraer la componente tectónica de los procesos de subsidencia kárstica que se superponen amplificándolos. Por otro lado, el proceso de yuxtaposición que da lugar al nivel complejo de + 11-9 m en el sector terminal del Valle indica un proceso de convergencia de perfiles longitudinales hacia la desembocadura que provocaría un aumento del gradiente de los antiguos fondos de valle que explicarían el carácter más braided de sus secuencias deposicionales.

Sobre los niveles **Mx** se instalan sistemas de aportes laterales tipo derrame y/o glacis (GaD) que llegan a enmascarar (en algunos sectores) la morfología de los escarpes de terraza. En éstos es característico el desarrollo de horizontes argílicos bandeados que, genéricamente se pueden asociar al desarrollo de sistemas radicales de vegetación de características herbáceas tipo *root-mats*, y, por tanto, un deterioro de la vegetación respecto a los que se registran a techo de la TCMZ. En este sentido es de remarcar la existencia de estructuras asimilables a auténticas «cuñas de hielo» que delatarían las extremas condiciones climáticas que acompañaron el desarrollo de los sistemas GaD, durante el último período glacial (Würm).

La evolución posterior vendría marcada por un importante episodio de encajamiento, que durante la fase de relleno posterior desarrollaría los niveles escalonados (desde + 5 m) de la llanura de inundación actual. Igual que en el caso de los niveles supe-

riores de la TCMZ y los solapados **Mx**, estos niveles escalonados recientes podrían interpretarse en términos de una progresiva migración del canal actual hacia los actuales escarpes. Así pues, el escalonamiento de la actual llanura de inundación respondería a un proceso de migración por basculamiento, de características más bien erosivas, en el que los sucesivos escalonamientos responderían a *scars* producidos por la migración unidireccional de los distintos cinturones de meandros postglaciares (Alexander *et al.*, 1994; Burbank y Anderson, 2001).

El marco temporal de esta secuencia de procesos es difícil de establecer con precisión. Los datos bioestratigráficos y arqueológicos expuestos en el apartado correspondiente, permiten establecer una secuencia provisional con relación a los diferentes episodios climáticos del Cuaternario reciente. El yacimiento de microvertebrados de Arriaga (por debajo de **Mz₁**) correspondería a una edad no muy superior a los 300.000 años BP (véase Gamazo, 1983), que nos situarían, quizá, en el tránsito entre el OIS 10 y el 9, o ya en este último (345-270 ka BP) según escalas recientes (Petit, *et al.*, 1999). Recientes estudios de correlación de la cuenca Mediterránea (incluyendo ríos peninsulares) indican que los episodios de aluviación de los sistemas fluviales fueron especialmente importantes desde el OIS 8 y OIS 6 (Macklin *et al.*, 2002) y muy especialmente durante el OIS 8, al menos en la vertiente mediterránea (García *et al.*, 2003). Dentro de ellos se podría incluir toda la secuencia de la TCMZ y, por tanto, los distintos elementos de la asociación *P. antiquus* e industria achelense que caracteriza este nivel de terraza. Los elementos faunísticos asimilables a los niveles superiores de la TCMZ (p. ej., los posibles *M. trogontherii*) caracterizan biotopos más fríos (Soto y Sesé, 1987) apuntado hacia el OIS 6. Los niveles **Mx** de + 12-15 m y + 11-12 m, ya serían correspondientes al Pleistoceno superior (post-OIS 6).

Estudios correspondientes a la Cuenca del Ebro indican que, como en el resto del Mediterráneo, el comienzo del OIS 5 corresponde a un período de intensa actividad geomorfológica marcado por importantes episodios de encajamiento en superficies estabilizadas de terrazas (Macklin *et al.*, 2002). Según estos mismos autores, los períodos de aluviación más importantes comienzan a producirse a partir del tránsito OIS 5b/5a (ca. 88 ka BP) y éstos alternan con encajamientos hasta el final del OIS 4, ya durante el último período glacial (Würm). Estos datos concuerdan a muy grandes rasgos con los registros faunísticos del Manzanares, ya que es en los niveles **Mx** donde se documentan las faunas frías de la asociación tipo *C. antiquitatis* que han

sido asignadas al OIS 4 (Aguirre, 1989). Asimismo estaría también de acuerdo con el registro de las primeras industrias de transición musteriense-achelense y propiamente musterienses en los niveles de + 12-15 m y + 11-12 m, respectivamente, que también corresponderían al episodio climático del OIS 4 (antigua fase fría Würm I). Por lo demás, el nivel de terraza inferior de + 9-8 m (y/o + 11-9 m) representa la auténtica terraza musteriense asimilable al OIS3. Las defensas curvas de *Mammuthus* sp. procedentes del nivel complejo de + 9-11 m (Casa Eulogio y Arcaraz, fig. 3) nos indicarían que su depósito se extendió hasta ya entrado el OIS 2. Macklin *et al.* (2002) indican que los episodios de agradación fueron especialmente importantes durante el final del OIS 3 y comienzo del OIS 2. El resto del OIS 2 se caracteriza por un fuerte desmantelamiento de todo el registro anterior en la mayoría de los sistemas fluviales europeos, y en nuestro caso correspondería con el episodio de encajamiento que posteriormente conducirá a la instalación de la llanura de inundación actual a partir de la deglaciación (OIS 2-OIS 1).

Así pues, si tuviéramos que resumir en clave climática la pareja de procesos de encajamiento y relleno (*cut & fill*) que da lugar a la secuencia de terrazas del Manzanares, podríamos decir que los episodios de relleno se producirían fundamentalmente durante el final de los períodos cálidos (interglaciares y/o interstadiales) y el comienzo de un frío (glacial y/o estadal). Entre el final de estos últimos y comienzo de los cálidos se producirían los encajamientos más importantes. La degradación de la cobertera vegetal durante los períodos fríos, y la progresiva falta de aportes hídricos desde la cabecera del Manzanares instalada en Guadarrama, facilitarían los procesos de encajamiento por *erosión remontante* desde el nuevo, y muy cercano, nivel de base adquirido en el Jarama. De la misma manera, las lluvias que tuvieran lugar en las zonas bajas favorecerían la generación de aportes laterales, que no podrían ser evacuados efectivamente por los supuestamente escasos aportes hídricos axiales. Esta alternancia de procesos es la que ha podido funcionar como *background* en los sucesivos episodios de reelaboración del paisaje del Valle inferior del Manzanares.

En cualquier caso, la compleja evolución del Valle inferior del Manzanares sólo puede ser debidamente entendida incluyendo los procesos neotectónicos y kársticos anteriormente reseñados. Ellos sostuvieron y amplificaron tanto los procesos de agradación, las deformaciones sinsedimentarias asociadas y, lo que es más importante, la topografía interna del valle caracterizada por su actual carácter asimétrico y la existencia de divisorias interiores

labradas en las propias terrazas. Además, todas estas características anómalas fueron provocadas por el proceso de captura del Manzanares (Silva *et al.*, 1988b) que forzó al sistema fluvial a adaptarse a un nuevo nivel de base más cercano y a mayor cota que el que tenía anteriormente en el Tajo. A efectos morfodinámicos funcionaría como si se hubiera construido una gran presa «de tierra» colmatada de sedimentos, en el tramo medio de un río, dispuesta a ser sometida a un agresivo proceso de erosión remontante. Distintos estudios han demostrado que un descenso de nivel de base repentino consecuencia de fenómenos de captura controlados tectónicamente, puede propagarse aguas arriba hasta distancias de unos 20 km (Harvey y Wells, 1987; Stokes *et al.*, 2002, entre otros). En nuestro caso, los 20 km nos sitúan en las inmediaciones de la Terraza de San Isidro, precisamente donde comienzan a registrarse las características anómalas en el valle del Manzanares. Por último, hay que reseñar que estudios recientes han mostrado que la migración de escalones de erosión remontante a lo largo de los perfiles longitudinales de los ríos en respuesta a las variaciones más recientes el nivel del mar (< 250 ka BP) no llegan a propagarse mucho más allá de varias decenas a unas pocas centenas de kilómetros en el interior de los continentes (Weissel y Seidl, 1998; Zaprowski *et al.*, 2001). Esta propagación aguas arriba de ondas de incisión (*incision waves*) es indispensable para la generación de las clásicas terrazas eustáticas. La zona de estudio situada en el centro de la Península Ibérica, a más de 650 km de la desembocadura del Tajo en Lisboa, difícilmente puede haber sido afectada por las fluctuaciones del nivel del mar del Pleistoceno reciente (además de tener que superar el escalón labrado sobre el Macizo hespérico en las inmediaciones del P.N. de Monfragüe, Cáceres). Así pues, otros tipos de mecanismos de generación de terrazas basados en la propia alimentación del sistema (tipo abanico aluvial: véase Harvey, 1997) deberían de ser considerados a la hora de explicar la evolución de los sistemas fluviales durante el Pleistoceno reciente, y no sólo en la Cuenca de Madrid, sino también en toda la vertiente atlántica.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece la colaboración y enseñanza recibidas durante la realización de la tesina y a lo largo de todos estos años por parte de J. L. Goy y C. Zazo. Otras personas, como F. M. González-Hernández (USAL), M. Montes (IGME), han colaborado (sabiéndolo o no) en la realización de este artículo. Agradezco a M. E. Nicolás su desinteresada colaboración y ayuda en los cortes de la M-50 de Perales del Río. Y cómo no, a Don Manuel Hoyos con el que me gustaría haber escrito este artículo.

Referencias

- Aguirre, E. (1969). Revisión sistemática de los *Elephantidae* por su morfología y morfometría dentaria II. *Estudios Geol.*, 25: 123-177.
- Andrés I. de y Aguirre, E. (1974). Un molde endocraneano de *Praedama* (Cérvido) del Pleistoceno medio de Madrid. *Quaternaria*, 18: 303-330.
- Alexander, J., Bridge, J. S., Leeder, M. R., Collier, R. E. L. y Gawthorpe, R. L. (1994). Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwestern Montana. *J. Sedim. Res.*, B64: 542-559.
- Arche, A. (1982). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6: 7.
- Arsuaga, P. M. y Aguirre, E. (1979). Rinocerontes lanudos en la provincia de Madrid (*Coelodonta antiquitatis* Blumenbach). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 77 (12): 23-60.
- Benito, G., Pérez González, A., Gutiérrez, F. y Machado, M. J. (1999). River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego river, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22: 243-263.
- Benito, G., Gutiérrez, F., Pérez González, A. y Machado, M. J. (2000). Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence. (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology*, 33: 209-224.
- Burbank, D. W. y Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science. Oxford (UK). 274 págs.
- Carrillo, L., Gisbert, J. y Arche, A. (1978). Modelo de sedimentación de la terraza baja (+ 18-20) del río Manzanares. *Estudios Geol.*, 34: 549-552.
- Carro, S. y Capote, R. (1968). Cartografía y memoria geológica de la hoja de Aranjuez (19-24). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 1.ª Serie. IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid.
- Cobo, A., Gamazo, M., Hoyos, M. y Soto, E. (1979). Los Yacimientos Paleolíticos de las terrazas del manzanares. Estado actual de la cuestión. *I Jornadas de Estudios sobre la Provincia de Madrid*. Dip. Prov. Madrid. 38-43.
- Cobo, A., Gamazo, M., Hoyos, M. y Soto, E. (1982). Avance de los trabajos realizados en la zona sur del Manzanares: Areneros del Camino de la Aldehuela y Excavaciones en el yacimiento Paleolítico de Perales del Río (Madrid). *II Jornadas de Estudios sobre la Provincia de Madrid*. Dip. Prov. Madrid: 34-35.
- Del Prado, C. (1864). *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*. Junta Superior de Estadística, Madrid.
- Gaibar Puertas, C. (1974). Descubrimiento de la terraza würmiense en la margen izquierda del río Manzanares: aportaciones paleoclimáticas. Nuevos restos y testimonios de madrileño hombre prehistórico y protohistóricos. *Estudios Geol.*, 30: 235-252.
- Gamazo, M. (1983). Prospecciones en las terrazas de la margen derecha del río Manzanares (Getafe y Rivas-Vaciamadrid). *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 14: 9-148.
- García, A. F., Zhu, Z., Ku, T. L., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O. A. y Chacón-Montero (2003). Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almería). *Geomorphology*, 50: 83-110.

- Giner, J. L., De Vicente, G., Pérez González, A., Sánchez Cabañero, J. y Pinilla, L. (1996). Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4): 842-845.
- Goy, J. L., Pérez González, A. y Zazo, C. (1989). *Cartografía y Memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Madrid (745)*. Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2.^a Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria. Madrid, 79 págs.
- Gracia, N. y Arsuaga, J. L. (2003). Late Pleistocene cold-resistant faunal complex: Iberian Occurrences. En: *Quaternary Climatic Changes in the Mediterranean* (B. Ruiz Zapata et al., eds.). Universidad de Alcalá de Henares, Madrid: 149-159.
- Gutiérrez, F. (1996). Gypsum karstification induced subsidence: effects on alluvial systems and derived geohazards, Calatayud graben, Iberian Range, Spain. *Geomorphology*, 16: 277-293
- Harvey, A. M. (1997). Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation. En: *Desert sediments, ancient and modern* (L. Frostick y I. Reid, eds.). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 28: 887-103.
- Harvey, A. M. y Wells, S. G. (1987). Response of Quaternary fluvial systems to differential epirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, SE Spain. *Geology*, 15: 698-693.
- Hernández Pacheco, E. (1927). Restos fósiles de grandes mamíferos en las terrazas del Manzanares y consideraciones respecto a éstos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27: 449-464.
- Hernández Pacheco, E. (1950). Características de las terrazas del Manzanares. *Vol. Homenaje a L. Hoyos Sainz*, 2: 239-242, Madrid.
- Hernández Pacheco, F. (1965). La formación de la Raña al Sur de Somosierra Oriental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27: 310-316.
- Hoyos, M. y Morales, J. (2000). El Cuaternario de la Comunidad de Madrid. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (J. Morales, edit.). Conserjería de Educación de la Comunidad de Madrid, Madrid: 204-215.
- Hoyos, M., Goy, J. L. y Zazo, C. (1984). Apuntes geológicos sobre el tramo del Valle del Manzanares comprendido entre el Arroyo de la Gavia y Perales del Río. *Informe Estudio Fisiográfico del Término Municipal de Madrid (inédito)*.
- Imperatori, L. (1955). Documentos para el estudio del Cuaternario madrileño: fenómenos de crioturbación en la terraza superior del Manzanares. *Estudios Geol.*, 11: 139-149.
- López Gómez, A. (1994). Los factores geográficos naturales. En: *Historia de Madrid* (A. Fernández García, edit.). Editorial Complutense, Madrid: 19-66.
- López Martínez, N. (1980). Los micromamíferos del sitio de ocupación achelense de Aridos-1 (Arganda. Madrid). En: *Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama*, Vol. I, Diputación Prov. Madrid. 161-202.
- Macklin, M. G., Fuller, I. C., Lewin, J., Maas, G. S., Passmore, D. G., Rose, J., Woodward, J. C., Black, S., Hamlin, R. H. B. y Rowan, J. S. (2002). Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basins over the last 200 ka and their relationships to climate change. *Quater. Sci. Rev.*, 21: 1633-1641.
- Martín Escorza, C. (1983). Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos, tomo II. IGME: 543-553.
- Meléndez, B. y Aguirre, E. (1958). Hallazgo de Elephas en la terraza media del río Manzanares. *Rev. Las Ciencias*, 4: 597-605.
- Menéndez Amor, J. y Florschütz, E. (1959). Algunas noticias sobre el ambiente en que vivió el hombre durante el gran interglaciario en dos zonas de ambas Castillas. *Estudios Geol.*, 14.
- Obermaier, H. (1925). El hombre fósil. *Com. Inv. Paleontol. y Prehist. Mem.* 9, Madrid, 458 págs.
- Pérez de Barradas, J. (1929). Yacimientos prehistóricos de los alrededores de Madrid. *Bol. Inst. Geol y Min.*, 51: 153-322.
- Pérez de Barradas, J. (1936). Nuevos estudios sobre la Prehistoria madrileña. *Anuario de Prehistoria Madrileña*, 4 (5-6): 3-90.
- Pérez de Barradas, J. y Wernert, P. (1921). Excursiones geológicas por el Valle inferior del Manzanares. *Bol. Soc. Ibérica de Ciencias Naturales*, 20: 138-158.
- Pérez González, A. (1971). Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geol.*, 37: 317-324.
- Pérez González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, UCM. Madrid, 787 págs.
- Pérez González, A. (1980). Geología y estratigrafía de los yacimientos de áridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid). En: *Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama*, Vol. I, Diputación Prov. Madrid: 15-28.
- Pérez González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, edit.) Ed. Rueda, Madrid. 389-436.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, L., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltman, E. y Stievernard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 492-436.
- Pinilla, L., Pérez González, A., Sopena, A., Parés, A. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almogenra-Fuentidueña de Tajo). En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre Campos y A. Pérez González, eds.). *Monografías Centro de Ciencias Medioambientales*, 3. CSIC, Madrid: 125-140.
- Riba, O. (1957). *Terrases du Manzanares et du Jarama aux environs du Madrid*. Libro-Guía Exc. C-2, V INQUA Int. Cong., Madrid-Barcelona, 55 págs.
- Royo Gómez, J. (1931). Nuevos hallazgos paleontológicos en el Cuaternario de Madrid. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 31: 625.
- Royo Gómez, J. y Menéndez Puget, L. (1929). *Cartografía y memoria geológica de la hoja de Madrid (599)*. Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 1.^a Edición. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid. 45 págs.
- Rus, I. (1983). El Paleolítico en el Valle del Manzanares: más de un siglo de estudios. *Rev. Arqueología*, 32: 7-15.

- Rus, I. (1984). El yacimiento de Arriaga II: Problemas de una definición actual de los suelos de ocupación. *Trab. Prehistoria*, 41: 387-401.
- Rus, I. (1989). El Paleolítico inferior del Valle del Manzanares. *Raña*, 7: 33-34.
- Rus, I. y Querol, A. (1981). El Arenero de Oxígeno, bifaces, hendedores y raederos conservados en el Museo Arqueológico Nacional. *Trab. Prehistoria*, 38: 39-67.
- Rus, I., Roquero, E., Mazo, A. y Enamorado, J. (1993). Terrazas del Pleistoceno Medio en la Cuenca del Tajo y fauna e industrias asociadas. *Abstracts 3^{er} Reun. Int. Cuaternario Ibérico (AEQUA-GTPQ)*. Coimbra (Portugal). 86 págs.
- Sesé, C. y Soto, E. (2002). Vertebrados del Pleistoceno de Madrid. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (J. Morales, edit.). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid, Madrid: 216-243.
- Santonja, M., López Martínez, N. y Pérez González, A. (1980). *Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama (Arganda, Madrid)*. Dip. Prov. Madrid. 352 págs.
- Silva, P. G. (1988). *El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura. UCM (inédita), 143 págs.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Hoyos, M. y Alberdi, M. T. (1988a). El Valle del Manzanares y su relación con la Depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España). *Actas II Cong. Geol. Esp.*, Granada. Vol., 2: 133-136
- Silva, P. G., Goy, J. L. y Zazo, C. (1988b). Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44: 415-427.
- Silva, P. G., Goy, J. L. y Zazo, C. (1988c). Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España). *Cuaternario y Geomorfología*. 2: 125-133
- Silva, P. G., Hoyos, M., Goy, J. L., Zazo, C., Rus, I. y Querol, N. (1989). *Valles del Manzanares-Jarama*. Libro-Guía Exc. C-2. 2.^a Reun. Int. Cuaternario Ibérico, Madrid. 42 págs.
- Silva, P. G., Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Lario, J. y Sanz, E. (1997). 3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain. *Terranova*, 9: 208-212
- Silva, P. G., Palomares, M., Rubio, F., Goy, J. L., Hoyos, M., Martín-Serrano, A., Zazo, C. y Alberdi, M. T. (1999). Geomorfología, Estratigrafía, Paleontología y Procedencia de los depósitos arcóscicos cuaternarios de la Depresión Prados-Guatén (SW Madrid). *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2).
- Soto, E. y Sesé, C. (1987). Mamíferos pleistocenos del municipio de Madrid. *Est. Prehistoria y Arqueología Madrileños*, 3: 11-35
- Soto, E. y Sesé, C. (1991). Restos de grandes mamíferos del Pleistoceno en el arenero del Arroyo Culebro (Getafe, Madrid). *Est. Prehistoria y Arqueología Madrileños*, 7: 9-29.
- Stokes, M., Mather, A. E. y Harvey, A. M. (2002). Quantification of river capture-induced base-level changes and landscape development, Sorbas Basin, SE Spain. En: *Sediment fluxes to basins: Causes, Controls and Consequences* (S. J. Jones y L. E. Frostick, edits.). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 191: 23-35.
- Vaudour, J. (1979). *La Región de Madrid, alterations, sols et paleosols*. Ed. Ophrys, París. 390 págs.
- Vegas, R., Pérez González, A. y Miguez, F. (1975). *Cartografía y memoria geológica de la hoja de Getafe (19-23)*. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.^a Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Ministerio de Industria, Madrid. 37 págs.
- Weissel, J. K. y Seidl, M. A. (1998). Inland Propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian Passive continental margin. En: *Rivers over rocks: Fluvial processes in bedrock channels* (K. J. Tinkler y E. E. Wohl, edit.) American Geophysical Unión, Washington D.C.: 189-206.
- Wernert, P. y Pérez de Barradas, J. (1921). El Cuaternario del Valle del Manzanares (Madrid), *Ibérica*, 375: 233-235.
- Zaprowski, B. J., Evenson, E. B., Pazzaglia, F. J. y Epstein, J. B. (2001). Knickzone propagation in the Black Hills and Northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, 29: 547-550.

Recibido el 13 de febrero de 2003.

Aceptado el 29 de mayo de 2003.