

CONTROLES EN EL DESARROLLO Y EVOLUCIÓN DEL DRENAJE EN ZONAS TECTÓNICAMENTE ACTIVAS: EL CASO DEL RÍO MULA (REGIÓN DE MURCIA, SE ESPAÑA)

P.G.Silva¹, A.E.Mather², J.L.Goy³, C.Zazo⁴ y A.M.Harvey⁵

¹ Depto. Geología, Universidad de Salamanca, E.U. Politécnica de Avila. 05003 AVILA

² Dpt. Geographical Sciences, University of Plymouth. Drake Circus, PLYMOUTH PL4-8AA (U.K.)

³ Depto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37008 SALAMANCA

⁴ Depto. Geología, Museo Nac. CC. Naturales (CSIC). C/José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 MADRID

⁵ Dpt. Geography, University of Liverpool. Roxy Building, PO Box 147. LIVERPOOL L69-3BX (U.K.)

Resumen: La instalación y evolución del sistema fluvial del Río Mula queda reflejada en la construcción de 6 niveles de terraza desarrollados durante 4 estadios principales de la evolución del drenaje: 1) Agradación inicial (Pleistoceno inferior); 2) Disección acumulada de más de 50m y generación del Paleovalle del Río Mula (Pleistoceno medio-superior); 3) Agradación a gran escala (Pleistoceno superior-Pre-Würm-) y relleno del paleovalle anterior; y 4) Disección finpleistocena-holocena de 36m hasta su posición actual. Estas secuencias de agradación-disección reflejan los controles directos e indirectos inducidos por las variaciones climáticas cuaternarias (aporte de sedimentos y variaciones del nivel de base). Sin embargo, sólo constituyen la tendencia, sobre la que se han superpuesto importantes modificaciones introducidas por la actividad tectónica. Numerosas evidencias indican que, durante el último estadio de agradación, la actividad «paleosísmica» a lo largo de una de las fallas NNE-SSW que atraviesan el trazado del Río Mula (como la denominada Falla Límite), provocaron procesos de deslizamientos que obturaron el drenaje natural del Río Mula, generando paleoambientes palustres aguas arriba de su intersección con este río. La disección posterior a este evento de relleno fluvio-palustre tuvo lugar como consecuencia del restablecimiento, vía erosión remontante, de la conexión Mula-Segura. Este proceso dio lugar a la generación de importantes escalones de erosión remontante, provocando la segmentación espacio-temporal de los niveles de terraza inferiores.

Palabras clave: Agradación-disección fluvial, Cuaternario, Neotectónica, Clima, Béticas orientales.

Abstract: The affect and effect of climate and tectonics are often difficult to unravel in the sedimentary record of fluvial sequences. The Quaternary sequence of the Mula Basin (Murcia), located close to the «Eastern Betics Shear Zone», records the dissectional-aggradational behaviour of a fluvial system which is mostly independent of eustatic and anthropogenic controls, but not of the neotectonic ones. The installation and evolution of the Mula fluvial system is recorded by the construction of 6 main fluvial terraces during 4 principal stages of drainage development: (1) Early aggradation (Early Pleistocene); (2) Dissection up to 50m, generating the Mula palaeovalley (Middle-late Pleistocene); (3) Large scale Late Pleistocene (Pre-Würm) aggradation infilling the palaeovalley of stage 2; and (4) Holocene dissection of some 36m down to the present day channel. It is evident that the development of these aggradational-dissectional sequences reflects the effects -base-level and sediment production variations- induced by the climatic changes occurred during the Quaternary. However the climatic trends only provide the overall background, on which was superimposed relevant modification by tectonic activity. Most of the Stage 3 large-scale aggradation was triggered by recent tectonic activity along the NE-SW strike-slip faults crossing the path of the Río Mula. Numerous evidences indicate that palaeoseismic activity along the Tollos-Rodeos Fault stimulated landslides, which impeded the fluvial system creating palustrine-type palaeoenvironments upstream of this fault. The Holocene dissection was stimulated by recoupling («vía» Headward erosion) of the Río Mula base-level with the Segura river. In particular this work enhances the value of combining geomorphological and sedimentological perspectives in this kind of studies and indicates the rapid response that a modest fluvial system can effect in response to external controls, as shows the 36m of incision over the Holocene. This process induced the generation of relevant headcuts along the longitudinal profile of the system, giving place to the spatial-temporal segmentation of the lower terrace levels.

Key Words: Fluvial aggradation-dissection, Quaternary, Neotectonics, Climate, Eastern Betics.

P.G. Silva, A.E. Mather, J.L. Goy, C. Zazo y A.M. Harvey (1996): Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectómicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE España). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4): 269-283.

Actualmente existe una amplia controversia acerca del impacto relativo que factores tales como, el clima, nivel del mar (nivel de base) y la actividad neotectónica y antrópica, han ejercido sobre los sistemas fluviales cuaternarios. A menudo, en zonas tectónicamente activas, es difícil identificar el peso relativo de cada uno de ellos en el desarrollo del proceso más significativo del registro morfo-sedimentario fluvial cuaternario: «las terrazas fluviales»; ya que en muchas ocasiones generan respuestas muy similares (Frostick y Reid, 1989; Blum, 1990). De este modo, una mejor comprensión de los cambios de comportamiento, de estos sistemas, sólo puede ser analizado mediante la combinación de aspectos geomorfológicos, sedimentológicos y estructurales en aquellas zonas donde, a priori, puedan acotarse el número de variables (factores) que han actuado.

Este es el caso de la Cuenca del Río Mula (Murcia, SE España), donde existe un buen registro geomorfológico y sedimentológico de la secuencia de procesos que dieron lugar a su actual valle. A lo largo del Cuaternario, el Río Mula ha estado intermitentemente conectado con el Río Segura, el cual ha actuado como el nivel de base principal en la disección de la antigua cuenca neógena sobre la que se instala. Sin embargo, el Río Segura no adquiere su verdadera condición fluvial hasta bien entrado el Pleistoceno superior, ya que con anterioridad estaba desconectado del nivel del mar, y su desembocadura se producía a su entrada en la Depresión del Guadalentín, escasamente a 15km aguas abajo de la confluencia Mula-Segura, donde dio lugar a la construcción de un importante abanico aluvial sobre el cual se asienta actualmente la Huerta y Ciudad de Murcia (Silva, 1994). Así, cabría esperar que los efectos de las variaciones del nivel del mar, lejos de haber sido transmitidos aguas arriba a lo largo del curso del Segura, hayan sido absorbidas y amortiguadas por el gran abanico aluvial mencionado. Por otra parte, datos de micromamíferos (Agustí *et al.*, 1990) indican que el desarrollo de las principales fases de agradación-disección (en rango) se produce con anterioridad al Pleistoceno final, es decir antes del significativo impacto antrópico que tuvo lugar en los cursos fluviales de la región mediterránea durante el Holoceno (Bell y Walker, 1992).

De este modo, se puede decir que tanto la influencia antrópica, como la ejercida por las variaciones del nivel del mar, no han sido determinantes en la evolución del Río Mula con anterioridad al Pleistoceno superior final (Würm). Sin embargo, factores como la actividad neotectónica y el clima, sí que parecen haber jugado un papel determinante. La Cuenca del Mula se encuentra localizada en una de las zonas tectónicamente más activas de la Cordillera Bética, e indudablemente ha estado sujeta a las variaciones climáticas cuaternarias que se registran tanto en los registros polínicos (Pons y Reille, 1988) y sedimentarios (Harvey, 1990; Silva *et al.*, 1992) de esta cordillera.

Contexto geodinámico y geológico (la Cuenca Neógena de Mula)

La Cuenca de Mula se encuentra localizada en las Cordilleras Béticas orientales, y constituye una de las numerosas cuencas sedimentarias que se generaron a lo largo de la «Zona de Cizalla de las Béticas Orientales» (Fig.1) durante el Neógeno superior (Montenat *et al.*, 1987; Loiseau *et al.*, 1990). Durante el Tortonense y Messiniense, este conjunto de cuencas neógenas, de carácter fundamentalmente marino-litoral, se desarrollaron principalmente a ambos lados del actual corredor morfoestructural, el cual estaba ocupado por importantes paleomacizos béticos (Guadalentín y Segura) que separaban y alimentaban las distintas cuencas marino-litorales (Montenat, 1973; Larouzière *et al.*, 1987), como es el caso de la de Mula.

El relleno sedimentario de la Cuenca de Mula está constituido por potentes series de materiales tortonenses y mesinienses, dominadas por alternancias de margas y areniscas de origen turbidítico, y términos más litorales de carácter calcarenítico y evaporítico (Jerez Mir *et al.*, 1974; Loiseau *et al.*, 1990). Aunque estas secuencias poseen importantes discordancias internas, su estratificación muestra orientaciones dominantes en torno a N30-N50E, y buzamientos hacia el SE. Los materiales plio-messinienses, con similares orientaciones, afloran únicamente en el sector SE de la Cuenca, adyacente al actual Corredor del Guadalentín. Estos depósitos fueron depositados por sistemas sedimentarios marino-litorales (fan-deltas) o puramente continentales (abanicos aluviales), alimentados por los antiguos paleomacizos béticos que existían al Sur (Loiseau *et al.*, 1990). Yacimientos de micromamíferos (Librilla, Molina de Segura, etc.) localizados en estos depósitos indican una edad Plioceno inferior (MN14) para la parte superior de la serie sedimentaria (Agustí *et al.*, 1985; Lubowsky y Poisson, 1990).

Durante el Plioceno, como consecuencia de una reorientación en el campo de esfuerzos regional desde N170E a N150E (Larouzière *et al.*, 1987), tuvieron lugar importantes cambios paleogeográficos. Éstos, inducidos por un importante proceso de elevación tectónica relativa, dieron lugar a la inversión del relieve neógeno (Silva *et al.*, 1993): la generación de surcos subsidentes (nuevas cuencas plio-cuaternarias) en las zonas previamente ocupadas por los paleomacizos béticos y la emersión de las antiguas cuencas neógenas, que, como la que nos ocupa, pasaron a funcionar como áreas fuente de las nuevas cuencas, favoreciendo su disección fluvial durante el Cuaternario.

Controles estructurales en la Geometría y Geomorfología de la Cuenca

La Cuenca neógena de Mula se encuentra limitada al Norte y al Sur por dos de las fallas de desgarre sinistral más importantes de las Béticas orientales, las fallas Nor-Bética y de Lorca-Alhama respectivamente

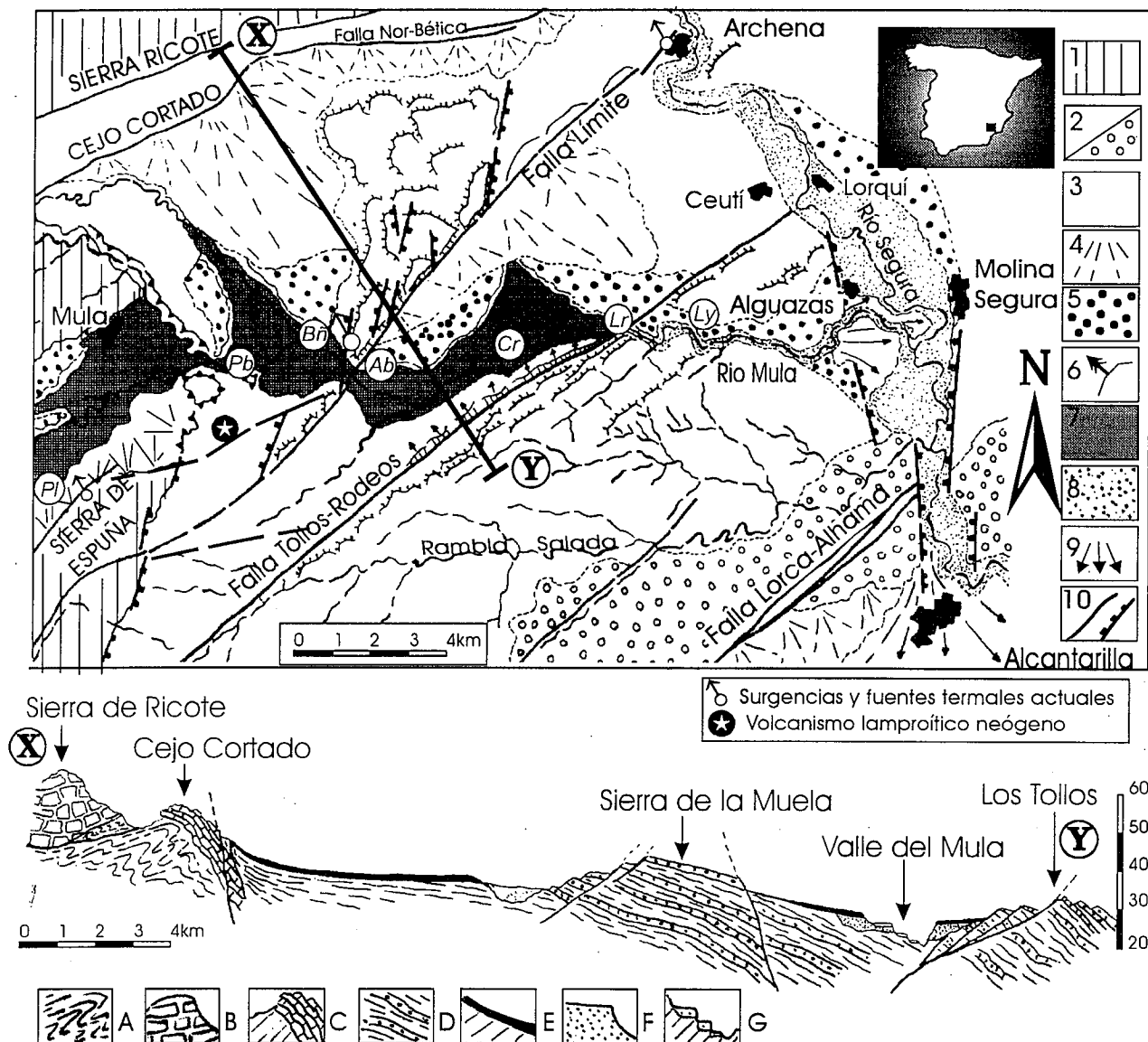


Figura 1: Mapa y corte esquemático, mostrando los rasgos tectónicos y morfosedimentarios más importantes de la antigua cuenca neógena de Mula. **Leyenda del Mapa:** 1) Sustrato Bético s.l.; 2) Relleno neógeno: Tortoniense-Messiniense (Blanco) y conglomerados plio-pleistocenos (círculos); 3) Relieves estructurales (Mesas y Cuestas); 4) Plataformas aluviales (Pleistoceno inferior-medio); 5) Terrazas fluviales superiores (Pleistoceno medio-superior); 6) Paleodeslizamientos; 7) Depósitos fluvio-palustres (Pleistoceno superior final); 8) Terrazas fluviales inferiores (Holoceno); 9) Grandes abanicos aluviales de desembocadura (Segura y Mula); 10) Fallas normales satélite. **Localidades:** Pl=Pliego; Pb=Puebla de Mula; Bñ=Baños de Mula; Ab=Albuidete; Cr=Campos del Río; Lr=Los Rodeos; Ly= Las Yeseras. **Leyenda del Corte:** A) Sustrato Circumbético + nivel triásico de despegue superior; B) Calizas mesozoicas subbéticas; C) Calcarenitas tortonienses; D) Areniscas y Margas tortonienses; E) Plataformas aluviales antiguas y glaciares modernos; F) Depósitos de relleno fluvio-palustre; G) Sistema de terrazas encajadas holocenas.

(Fig.1). Por el Norte, la cuenca se encuentra limitada por los relieves subbéticos de la Sierra de Ricote y Cejo Cortado, desarrollados a lo largo del trazado de la Falla Nor-Bética. Al Sur, la cuenca se halla hidrográficamente abierta a la Depresión del Guadalentín, de la cual se encuentra separada por los modestos relieves estructurales de la Muela de Alhama y las alineaciones de cuevas de Librilla-Alcantarilla que, esculpidos sobre los propios materiales neógenos de la antigua cuenca neógena, se desarrollan a lo largo del trazado de la Falla de Lorca-Alhama. El borde occidental de la cuenca está constituido por un sistema de fallas «en échelon» de dirección N-S, que la ponen en contacto con los relieves de materiales jurásicos y paleógenos de la Sierra de

España. Por contra, el borde oriental de la cuenca está definido por el Valle del Segura, su principal nivel de base disectivo durante el Cuaternario.

El interior de la cuenca es atravesado diagonalmente, en dirección NNE-SSE, por el denominado Accidente de la Zona Límite (Paquet, 1969; Loiseau, 1988), que según estos autores constituye el límite entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética en este sector, aunque estudios más recientes (Baena *et al.*, 1993) parecen indicar que éste responde verdaderamente al límite entre la denominada Zona Circumbética y Zona Bética s.s. En la zona de estudio, esta gran cicatriz tectónica se encuentra desdoblada en dos fallas subparalelas, que aquí denominaremos como Falla Límite y Falla

Tollos-Rodeos (Fig.1). Éstas actuaron como fallas sinestras, con importante componente vertical, durante el Neógeno (Loiseau *et al.*, 1990), existiendo manifestaciones volcánicas extrusivas a lo largo de su traza, como son las lamproitas de La Puebla de Mula (Jerez Mir *et al.*, 1974). Actualmente, a lo largo de la Falla Límite se registra una importante anomalía del gradiente geotérmico (75-250°C/Km) con actividad hidrotermal asociada, como son las surgencias termales de Archena, Baños de Mula y Zarzadilla de Totana (Baena *et al.*, 1993).

La actividad cuaternaria, y el significativo contraste litológico que se verifica a lo largo de estos dos accidentes tectónicos, dio lugar a dos importantes alineaciones de relieves estructurales intracuencales (Mesa de la Muela y Cuestas de los Tollos) que definen un amplio corredor morfoestructural (Corredor Campos del Río). Éste, en diagonal a la arteria fluvial axial (Fig.1), divide la cuenca en tres do-

El Sistema fluvial del Río Mula

El Río Mula, junto con su afluente principal, el Río Pliego, constituyen la arteria fluvial axial que disecciona la antigua cuenca neógena. Esta arteria fluvial, de dirección E-W, recorre longitudinalmente la cuenca a lo largo de algo más de 40km, desembocando en el Río Segura aguas abajo de la localidad de Alguazas (Fig. 1). Las directrices del drenaje en el interior de la cuenca presentan un fuerte control estructural, adaptándose a las direcciones de estratificación y fracturación más importantes, según un patrón subparalelo-consecuente (NNW-SSE) en la margen izquierda de la arteria axial y dendrítico-subsecuente (SW-NE) en la derecha.

La historia de disección-agradación de este sistema fluvial queda reflejada en el desarrollo de 6 niveles de terraza principales. Éstos se encuentran localizados a +65-80m, +40m, +22-36m, +15m, +5m y +2m de altura con respecto al cauce del río (Fig. 2). Por lo general, este sistema de terra-

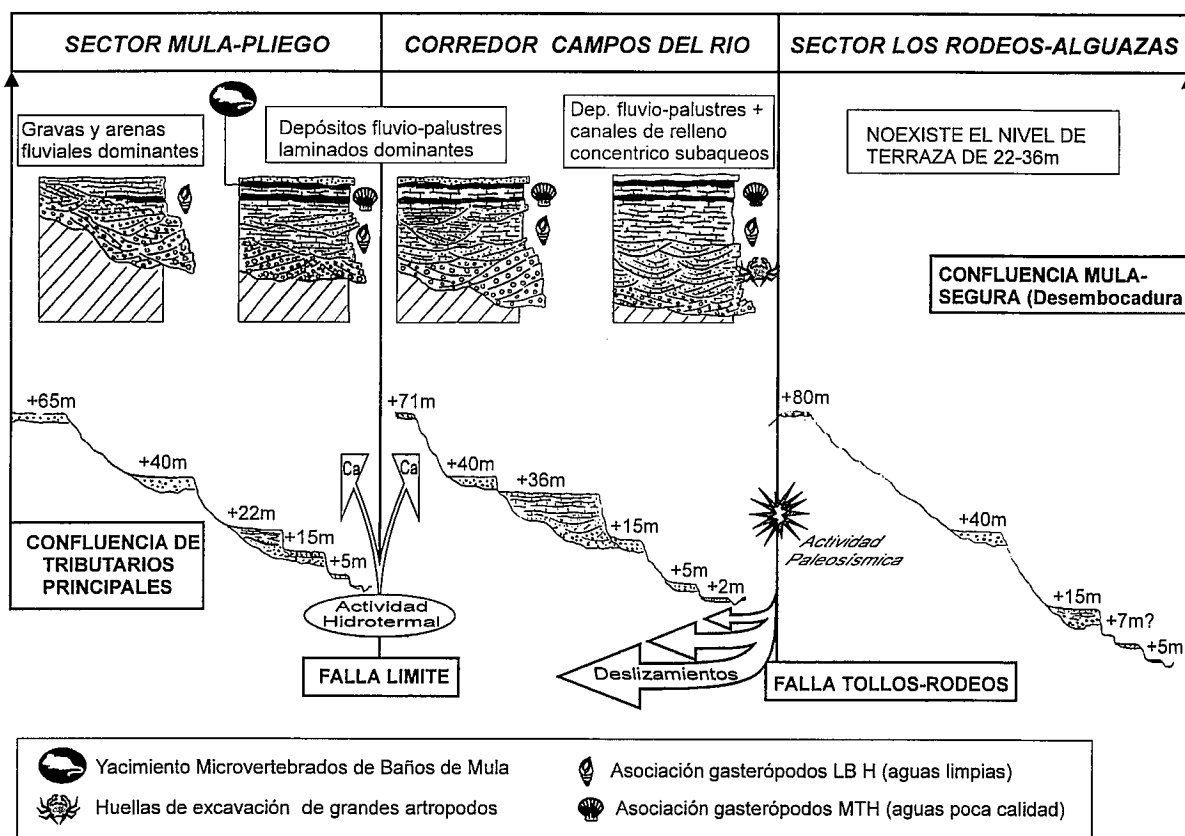


Figura 2: Niveles de terraza del Sistema Mula-Pliego en los distintos sectores en que queda compartimentada la cuenca. Las columnas sintetizan las características sedimentológicas y faunísticas más importantes del episodio de relleno fluvio-palustre asociado al nivel de terraza de +22-36m (símbolos geológicos convencionales).

minios geomorfológicos, en los cuales los ambientes morfo-sedimentarios fluviales son distintos (Fig. 2): A) El sector Mula-Pliego, situado al Oeste de la Sierra de La Muela; B) El Corredor de Campos del Río, definido por las fallas Límite y Tollos-Rodeos; y C) El Sector Los Rodeos-Alguazas, situado entre la alineación Tollos-Rodeos y el Valle del Segura.

zas muestra un simple dispositivo de escalonamiento y el nivel de +2m puede considerarse como la llanura de inundación activa del Río Mula. Sin embargo, la distribución espacial de los diferentes niveles no es homogénea, y únicamente los niveles superiores (+65-80m y +40m) y los inferiores (+5m y +2m) son aparentemente continuos a lo largo del recorrido de la arteria fluvial axial Mula-Pliego (Figs. 2 y 3).

Los depósitos relacionados con la mayoría de los niveles de terraza son típicamente fluviales, estando constituidos por gravas en facies de barras y de relleno de canal y depósitos más finos (arenas y limos masivos o laminados) de llanura de inundación. Por lo general, poseen poca potencia, mostrando espesores máximos de 6m (T+40m), pero que raramente llegan a sobrepasar los 2m. Sólo en las proximidades de la localidad de Baños de Mula, donde el curso del Río Mula atraviesa el trazado de la Falla Límite, la actividad hidrotermal, rica en calcio, asociada a este accidente, hace que los depósitos difieran de los descritos, y en esta zona las facies predominantes son las tobas fluviales y travertinos (Romero Díaz *et al.*, 1992).

La terraza de +22-36m representa un importante nivel anómalo dentro de la secuencia fluvial del Río Mula (Mather *et al.*, 1995). Su carácter anómalo viene definido por su potencia (más de 18m), sedimentología (facies fluvio-palustres), distribución espacial (únicamente presente aguas arriba de la Falla Tollos-Rodeos), y por su variación de altura con respecto al cauce actual. Estos depósitos se encuentran asociados y restringidos a paleovalles bien definidos, delimitados por los escarpes del nivel T+40m. En la parte superior de la secuencia fluvio-palustre asociada a este nivel se ha descrito un yacimiento de micromamíferos (Baños de Mula) con especies «no frías», que indican una edad Pleistoceno final, pre-Würm (Agustí *et al.*, 1990). Es decir, podría correlacionarse con el «Último Interglaciario», que según las escalas cronoestratigráficas más recientes de niveles marinos del litoral bético, se situaría entre 180-80 ka B.P. (Goy *et al.*, 1993). Como veremos posteriormente, este nivel de terraza constituye el mayor episodio de agradación que se registra en el sistema Mula-Pliego.

Análisis de los perfiles longitudinales del sistema de terrazas

En la figura 3 se representan los perfiles teóricos proyectados de los diferentes niveles de terraza del Sistema Mula-Pliego con respecto a su perfil longitudinal actual. En él se observa cómo el nivel de +22-36m desaparece abruptamente aguas abajo de la intersección del cauce del Mula con la Falla Tollos-Rodeos. El trazado de este nivel presenta un perfil convergente respecto al del nivel T+40m, registrando una pérdida de altura con respecto a T+40m de 18 a 4m en dirección W-E, pero es divergente respecto al cauce actual, con el cual gana altura (22-36m) en la misma dirección. Ambos hechos indican el desarrollo de un perfil de pendiente anómala por defecto, de tan sólo el 0,2% (<1°), sugiriendo la existencia de una topografía especialmente llana durante la construcción de este nivel que, prácticamente, llegó a converger con el nivel de T+40m en las proximidades de la Falla Tollos-Rodeos. Este último dato sugiere la existencia de un antiguo nivel de base interno al sistema en esa zona.

Otro hecho significativo que se desprende de este gráfico (Fig. 3) es la existencia de convergencias mor-

fológicas, de niveles situados a distintas alturas como consecuencia de la existencia de importantes escalonamientos en el perfil longitudinal de la arteria de drenaje axial. El nivel T+15m aparece únicamente desarrollado en los sectores de Campos del Río y Rodeos-Alguazas, convergiendo aguas arriba de Los Baños de Mula con el nivel T+5m del Sector Mula-Pliego (Fig. 3). Aguas abajo de este punto, el nivel T+5m parece estar constituido por otros dos niveles distintos y de diferente edad: uno más antiguo, situado en el Corredor de Campos del Río, y otro más moderno que, situado en el sector Rodeos-Alguazas, converge morfológicamente con la actual llanura de inundación (T+2m) del Corredor de Campos del Río (Fig. 3). De acuerdo con este esquema, en el sector Rodeos-Alguazas, aunque localmente, todavía se conservan pequeños retazos de un nivel situado aproximadamente a +7-6m, que correspondería con la prolongación del nivel T+5m del Corredor de Campos del Río.

De esta forma, y aunque aparentemente el nivel T+5m es morfológicamente continuo a lo largo de todo el trazado del Sistema Mula-Pliego, parece estar compuesto por tres segmentos de diferente edad, que son progresivamente más jóvenes desde su cabecera hasta su desembocadura. Por otra parte, los niveles inferiores al de +36-22m muestran perfiles teóricos proyectados netamente divergentes con respecto a este nivel (Fig. 3), indicándonos que a partir de ese momento el nivel de base que controlaría el sistema sería definitivamente el del Río Segura.

Todos estos hechos están relacionados con los mencionados escalonamientos del perfil longitudinal del Río Mula. Dentro de éstos el más importante es el que se desarrolla entre las localidades de La Puebla y Baños de Mula (Fig. 3). Éste induce un desdoblamiento del perfil longitudinal del sistema (pendiente media 0,6%) en dos sectores de pendientes más suaves (0,5%) separados por un escalón con una pendiente del 3,4%. Este tipo de escalonamientos, aunque en nuestro caso influenciados por el paso del Río Mula por las areniscas más resistentes de los relieves estructurales internos (efecto cascada), son típicos de sistemas fluviales jóvenes o «rejuvenecidos» por importantes procesos de disección y que todavía no han alcanzado su perfil de equilibrio (Summerfield, 1991). Éstos, generan los típicos escalones de erosión remontante (*Headcuts*: Harvey, 1990, Silva, 1994), los cuales son responsables de la convergencia morfológica de los niveles de terraza de diferente edad asociados a el desarrollo de los episodios de +15, +5m y +2m.

Análisis de las secuencias de disección-agradación.

Como es sabido, para el desarrollo de un nivel de terraza fluvial se requiere un ciclo (secuencia) completo de disección-agradación. Estos ciclos normalmente siguen los siguientes pasos: 1) Descenso del nivel de base; 2) Encajamiento del cauce y generación de un paleovalle, hasta que el sistema alcance el equilibrio o, lo que es más común, la interrupción del proceso por un nuevo ascenso del nivel de base; 3) Relleno parcial

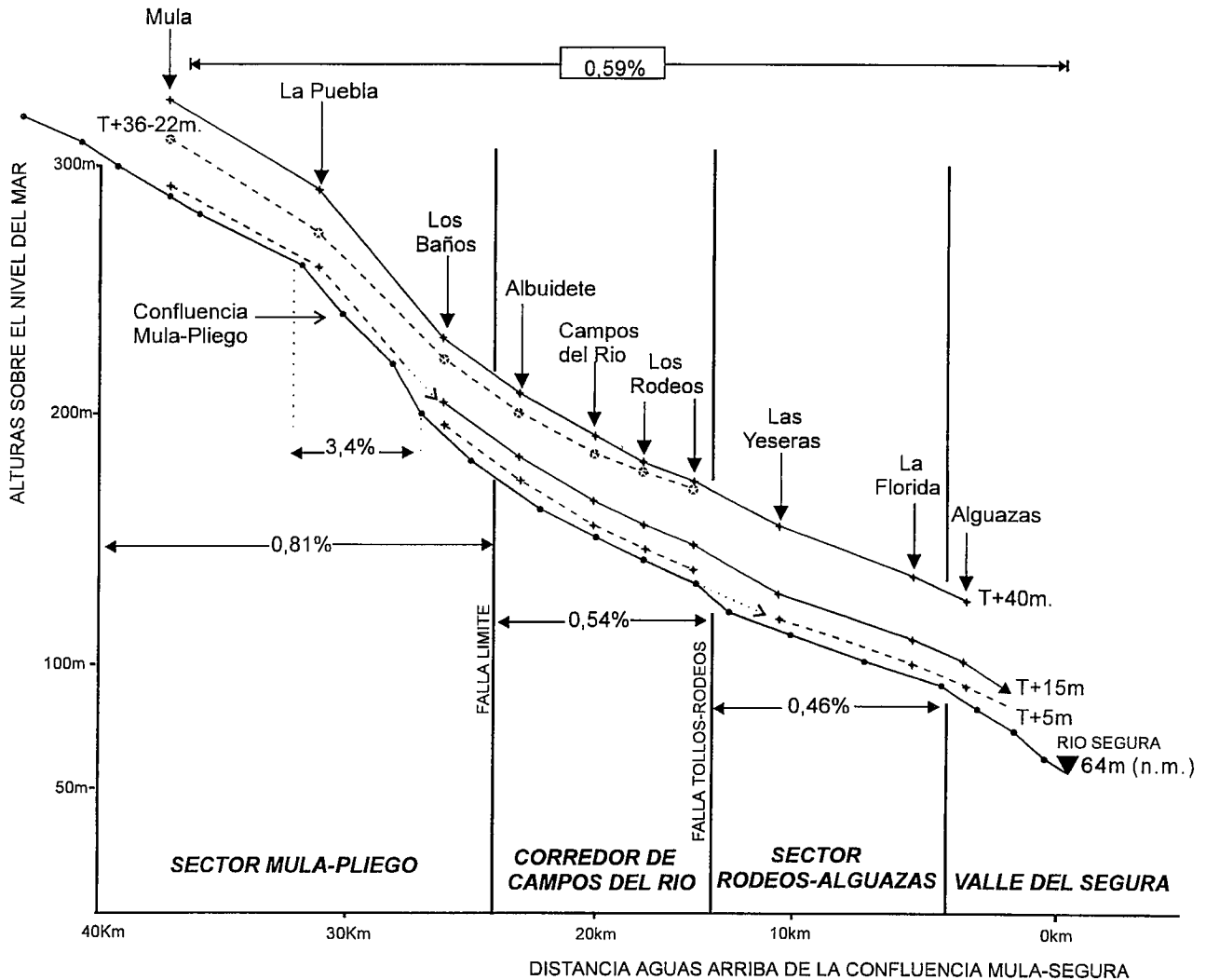


Figura 3: Perfiles teóricos proyectados de los niveles de terraza del Sistema Mula-Pliego en relación al perfil longitudinal actual del cauce principal del Sistema. Los porcentajes incluidos indican los valores medios del gradiente del cauce actual para los distintos sectores señalados. No se incluye el nivel de +65-80m, previo a los episodios de encajamiento

del paleovalle generado hasta alcanzar el equilibrio con el nuevo nivel de base adquirido; 4) Una vez alcanzado el equilibrio se desarrolla la superficie, que después se conservará en el registro geomorfológico, y que se corresponde con la de la llanura de inundación del sistema fluvial en ese momento. Esta llanura de inundación se mantendrá activa hasta que se produzca un nuevo descenso del nivel de base, y comience de nuevo otro ciclo.

Comúnmente, dentro de estos ciclos los episodios de encajamiento (disección) son de mayor rango que los de relleno (agradación), lo cual queda expresado en el típico dispositivo de escalonamiento de terrazas en los valles fluviales. Cualquier otro ensamblaje entre los niveles de terraza (superposición, solapamiento, etc..) nos indica la existencia de anomalías en el sistema fluvial en respuesta a controles externos, ya sean de índole tectónica (subsistencia, generación de niveles de base internos, etc..) o climática (aumento en la producción de sedimentos, cambios rápidos del nivel de base etc..).

En la Figura 4, se han representado esquemáticamente las distintas secuencias de disección-agradación que han dado lugar al actual dispositivo de niveles de terraza del Sistema Mula-Pliego. En todos los casos, los valores que se proporcionan (encajamiento y potencia) son los máximos observados sobre el terreno, ya que éstos son los que reflejan más fielmente los sucesivos niveles de «equilibrio» de este sistema a lo largo del tiempo.

El primer episodio (A), está constituido por el desarrollo del nivel T+65-80. Este no representa un verdadero nivel de terraza, ya que aunque sus depósitos se encuentran en clara discordancia sobre los materiales neógenos previos, su superficie se conecta morfológicamente con las extensas plataformas aluviales que, procedentes de los relieves de las sierras de Espuña, Ricote y Cejo Cortado (7 en Fig. 1), constituyen el último episodio de relleno de la antigua cuenca sedimentaria. Por tanto, esta «terrazza» constituiría el nivel de base de todos estos sistemas aluviales marginales, y su

desarrollo no tuvo por qué ir necesariamente acompañado de un episodio de encajamiento previo, requisito fundamental para poder considerarlo como un verdadero nivel de terraza. En definitiva, se podría decir que el desarrollo de este «nivel aluvial» post-data el fin del relleno sedimentario de la antigua cuenca neógena de Mula, y pre-data el comienzo de su disección fluvial. En este sentido, presenta un aumento de altura relativa, en dirección Este, respecto al cauce del Río Mula, que puede explicarse en base a la disección diferencial, con respecto a su primer nivel de base, que normalmente muestran los sistemas fluviales.

En relación a los episodios de encajamiento, en la figura 4 se pueden diferenciar dos grupos en cuanto al rango y características de la disección asociada: 1) los tres primeros episodios (B, C y D) con encajamientos >20m; y 2) los tres últimos episodios (E, F y G) con encajamientos <10m. En el primer grupo (los más antiguos), los episodios de encajamiento siempre sobrepasaron los 20m, dando lugar a paleovalles más o menos amplios (2-4km de anchura). Durante el primero de ellos (B, T+40m), el encajamiento máximo sobrepasó los 30m y ha de entenderse como la primera conexión o acoplamiento del Sistema Mula-Pliego con el nivel de base del Río Segura y, por tanto, con la verdadera apertura fluvial de la antigua cuenca neógena, aunque ya fuera con anterioridad exorréica desde el depósito del nivel T+65m. El último de ellos (D, T+15m), como comentamos anteriormente, pudo estar generado por un importante y brusco proceso de erosión remontante relacionado con un reacoplamiento de los sistemas Mula-Pliego y Segura, después de un período de tiempo (C) durante el cual estuvieron desconectados y tuvo lugar el desarrollo de ambientes fluvio-palustres en el interior del paleovalle generado.

Por el contrario, durante el segundo grupo de episodios (los más modernos) los encajamientos son mucho más modestos, y en ningún caso sobrepasan los 10m, estando los valores medios en torno a los 5m. Estos dieron lugar a pequeños valles (anchuras <400m) espacialmente restringidos al último gran paleovalle generado durante el desarrollo del episodio D (T+15m). Sin embargo, la característica más significativa de estos episodios de encajamiento fue que éstos no tuvieron el tiempo necesario para propagarse, aguas arriba, a lo largo de todo el sistema, lo cual provocó la generación de los importantes escalones de erosión remontante que se observan en la figura 3.

En cuanto a los episodios de relleno (agradación), tanto los relacionados con grandes como con pequeños encajamientos previos fueron, en la mayoría de los casos, muy discretos (Fig. 4). Estos, se van reduciendo desde los 6m de la terraza superior (+40m) hasta aproximadamente 1m, del nivel de llanura de inundación actual (+2m). Si además consideramos el hecho de la patente y progresiva reducción de la sección de los valles asociados (Fig. 4), se puede decir que, durante el desarrollo de este sistema fluvial, se experimentó una aún más acentuada reducción de aporte de sedimentos

al sistema. El único episodio que rompe esta tendencia es el asociado con el desarrollo del nivel de terraza de +22-36m, durante el que se depositaron potencias máximas de 18m, rellenando secciones de valle de hasta unos 620 m². La ruptura marcada por este episodio de relleno anómalo la analizaremos más detalladamente en el siguiente apartado.

En definitiva, y exceptuando el episodio de relleno anómalo, se puede decir que los episodios de relleno no inducen cambios significativos dentro del sistema, presentando características sedimentológicas similares. Por lo general, los ascensos de nivel de base asociados representan menos del 20% del valor del encajamiento previo. Por contra, los episodios de encajamiento inducen importantes cambios, de carácter caótico (en el sentido de irreversibles; Renwick, 1992), dentro del sistema. El nivel de disección y morfología de los paleovalles que se desarrollan durante estos episodios condicionan la respuesta subsiguiente del sistema ante los ascensos de nivel de base, ya que los rellenos asociados quedan delimitados espacialmente a la morfología de los paleovalles generados previamente.

Normalmente, los episodios de encajamiento responden a un proceso de ajuste interno del sistema, «vía» erosión remontante, ante los descensos de nivel de base impuestos por factores externos y, como es lógico, este proceso necesita de un determinado tiempo para propagarse aguas arriba, a lo largo de toda la cuenca de drenaje (Summmerfield, 1991). En nuestro caso, no todos los episodios de encajamiento parecen haber dispuesto del tiempo suficiente para propagarse a lo largo de todo el sistema, dando lugar al desarrollo de escalones de erosión remontante que indujeron la segmentación espacio-temporal de las terrazas inferiores. Sólo en el caso de la existencia de un episodio de relleno anómalo, durante el cual casi se llega a alcanzar el nivel de equilibrio previo, los episodios de encajamiento pierden su carácter caótico y no condicionan la respuesta subsiguiente del sistema, tal como ilustra el episodio de relleno anómalo del nivel de +22-36m.

Análisis morfo-sedimentario del episodio de relleno «Fluvio-Palustre» (T+22-36m) en el interior del Corredor de Campos del Río

Características sedimentológicas.

Los ambientes sedimentarios asociados al nivel T+22-36m pueden ser subdivididos en dos zonas, las cuales corresponden a dos de los tres dominios geomorfológicos en que está subdividida la cuenca por los relieves estructurales que la atraviesan (Figs. 1 y 2): A) El Sector Mula-Pliego, dominada por depósitos fluviales; B) El Corredor de Campos del Río, dominado por depósitos fluvio-palustres, en el que los depósitos netamente fluviales son subordinados. En ambos casos, los depósitos correspondientes a este nivel se encuentran espacialmente restringidos a antiguos paleovalles. Las características sedimentológicas de este episodio, han sido analizadas en detalle en un trabajo previo (Ma-

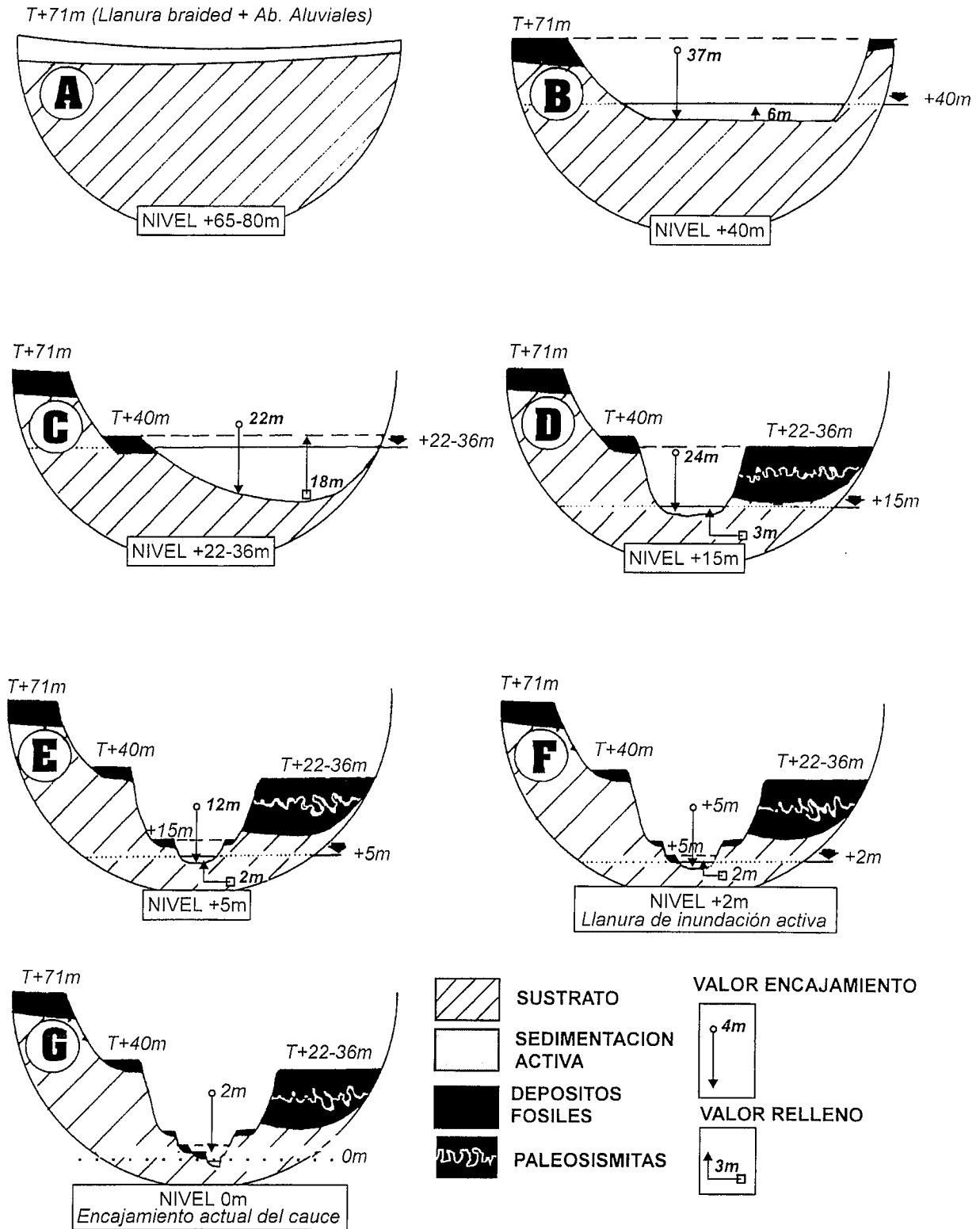


Figura 4: Modelo esquemático de las secuencias de Disección-Agradación relacionadas con la evolución y construcción del valle actual del Sistema Mula-Plieno en el Sector correspondiente al Corredor de Campos del Río. En los recuadros inferiores se hace referencia al nivel de la secuencia general de terrazas correspondiente.

ther *et al.*, 1995), de modo que aquí sólo trataremos de los aspectos más importantes asociados al Corredor de Campos del Río.

En esta zona, las facies de gravas fluviales son bastante escasas y, cuando aparecen, generalmente lo ha-

cen a base de las secuencias en cuerpos de geometría lenticular altamente canalizados y encajados en los materiales neógenos (Fig. 2). Por encima de éstas, y en ocasiones intercaladas con ellas, aparecen facies arenosas (Sm/Sh) en forma de bancos de canales amalga-

mados, indicando que su depósito tuvo lugar en un sistema *braided* mayoritariamente arenoso. Por otro lado, el predominio de las facies laminadas (Sh) en el interior de los canales parece sugerir el carácter fundamentalmente efímero de éstos (Reid y Frostick, 1987). En las facies más arenosas los rasgos edáficos son abundantes (Mather *et al.*, 1995), indicando un cambio progresivo de base a techo desde suelos bien drenados (moteados ferruginosos) hasta pseudo-gleys (moteados reducidos grises con halos ferruginosos), que indican condiciones de encharcamiento o estancamiento de aguas temporales (Retallack, 1990).

Sin embargo, las facies más representativas y potentes de este nivel fluvial son las que, invariablemente, aparecen a techo de las secuencias, constituidas por alternancias de arenas y limos amarillentos, fuertemente laminadas y ricas en carbonatos. Entre ellas aparecen intercalados dos cuerpos arcillosos de tonos grisáceos y ricos en illita, materia orgánica y gasterópodos de agua dulce (Mather *et al.*, 1995). Estas facies se encuentran altamente edafizadas y bioturbadas, siendo característica la presencia de suelos hidromorfos de tipo gley, en los que, por lo general, es común la presencia de grietas, huellas y tubos de raíces, normalmente rellenos por yesos secundarios. En conjunto, dentro de estas facies aparecen numerosos gasterópodos de agua dulce (Fig. 2), siendo características las asociaciones *Lymnaea-Bythinia-Hydrobia* en las facies arenosas, y la de *Melanopsis-Theodoxos-Hydrobia* en los niveles arcillosos con materia orgánica (Mather *et al.*, 1995). Ambas asociaciones son indicativas de la presencia de cuerpos de agua permanente bien oxigenados, aunque los *Theodoxos* por lo general prefieren aguas turbias de peor calidad.

En definitiva, durante el desarrollo del nivel T+22-36m, el Corredor de Campos del Río estuvo dominado por sedimentos mucho más finos que los del sector Mula-Pliego. La geometría y sedimentología de sus depósitos indica la existencia de un sistema *braided* arenoso, confinado, al igual que en el Sector Mula-Pliego, en un paleovalle bien definido. Sin embargo, en este caso es característica la presencia de cuerpos de agua más o menos permanentes de características palustres en el interior de la llanura arenosa. Estos cuerpos de agua, fundamentalmente marcados por dos capas arcillosas-grisáceas, indican que las zonas anegadas eran más abundantes y potentes en la zona oriental del Corredor adyacente a la Falla Tollos-Rodeos y que el último de ellos fue especialmente extenso en todo el interior del corredor. Las características edáficas indican que estos encharcamientos, aunque importantes (suelos hidromorfos), se evaporaban periódicamente y sus depósitos eran sometidos a modificaciones edáficas de tipo palustre (huellas de raíces rellenas por yesos, brechificaciones, etc.). Así mismo la evolución y características de los paleosuelos hidromorfos, tanto dentro de la secuencia como espacialmente, indican que los encharcamientos se fueron haciendo más importantes hacia techo y que dominaron prácticamente en toda la se-

cuencia en el sector más oriental del Corredor de Campos del Río (Mather *et al.*, 1995).

Aparte de las propias características palustres de los sedimentos, hay que destacar dos hechos de especial importancia en la interpretación de la evolución del sistema durante el desarrollo de este nivel de terraza, que se encuentran restringidos espacialmente al interior del Corredor de Campos del Río (Albuidete-Los Rodeos): A) La existencia de rasgos de deformación sin-sedimentaria constituyendo un discreto pero bien definido horizonte estratigráfico que se extiende a lo largo de más de 8km; B) El registro de importantes paleo-deslizamientos, anteriores y coetáneos al desarrollo de las facies fluvio-palustres, a lo largo de la Falla de Tollos-Rodeos en las cercanías de su intersección con el cauce del Río Mula.

Las estructuras de deformación sin-sedimentarias.

Como hemos apuntado, se encuentran restringidas a un único nivel estratigráfico afectando a las facies laminadas de arenas y limos carbonatados, y pueden ser descritas como pseudonódulos, convolutas, discos y laminaciones onduladas similares a las que se producen por escape de fluidos (Lowe, 1975). Este nivel se encuentra a unos 10m por debajo del techo de la secuencia, desdibujando y rompiendo la laminación centimétrica de las arenas de grano muy fino y limos que componen los sedimentos fluvio-palustres. Estas laminaciones se observan, de forma continua, tanto a base como a techo del nivel que definen estas estructuras. Por lo general, son las arenas las que se inyectan en las láminas de limos provocando las deformaciones. Este nivel se encuentra claramente definido en el sector oriental del Corredor (Los Rodeos), donde alcanza una potencia de hasta 1m (Fig. 5B), perdiendo progresivamente definición y potencia hacia el Oeste (Campos del Río-Albuidete), donde tan sólo posee 0,60-0,20m de potencia (Fig. 5A).

En esta última localidad se observa una clara laminación ondulada a la que se asocian estructuras tales como convolutas y discos con inclinaciones de unos 20°, asociados a pilares debilmente desarrollados (Lowe, 1975), aunque es también común la presencia de láminas boudinadas y fragmentos centimétricos de láminas rotos y mezclados (Fig. 5A). Sin embargo, en la zona de Los Rodeos (Fig. 5B), la laminación ondulada afecta a materiales más gruesos, alternancias de arenas de grano fino y muy fino, dispuestos en niveles de 20-30cm, que localmente presentan una difusa estratificación cruzada planar en lo que serían rellenos de canales. El hecho más característico que atestigua la deformación sin-sedimentaria de estos materiales es la disposición convexa-concordante, casi concéntrica, que adquieren los niveles de arenas. En conjunto, dan lugar a cuerpos de arena abombados, de techo convexo y base plana, con estructuración convexo-concordante interna, que incluso crecen anómalamente sobre surcos subyacentes (Fig 5B). Estos abombamientos presentan longitudes de onda cercanas a 2m y amplitudes de

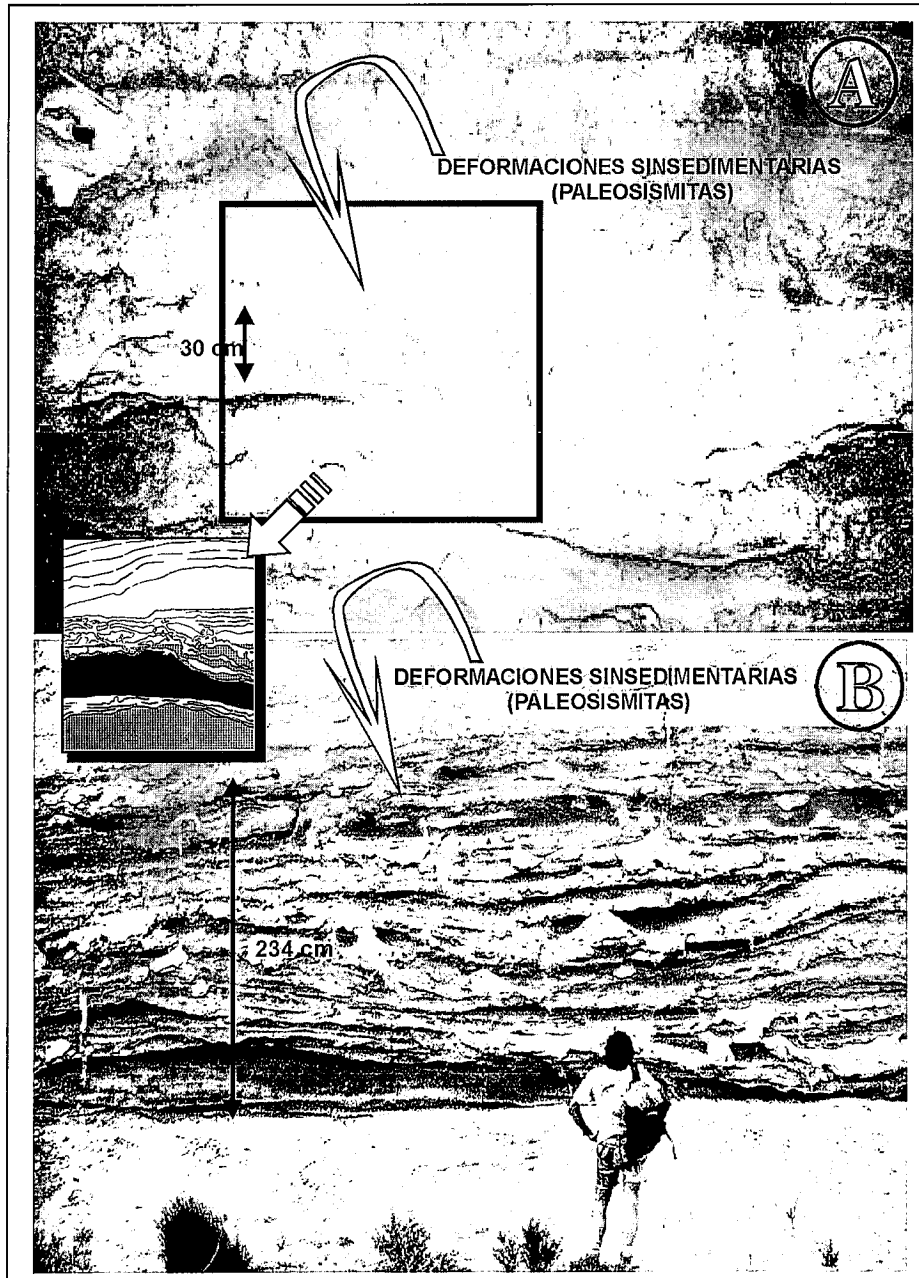


Figura 5: A) Nivel de deformaciones sinsedimentarias del episodio fluvio palustre en el interior del Corredor de Campos del Río (Casas-Cueva de Campos del Río). B) Deformaciones sinsedimentarias en los depósitos del episodio fluvio-palustre en las proximidades de la Falla Límite (Los Rodeos de Abajo).

hasta 0,4m. Podrían interpretarse como ondulaciones del terreno, en las que a favor de los surcos se instalaron pequeños canales de geometría plana. Estos abombamientos se repiten, de forma similar, a lo largo de los más de 25m de longitud que posee el afloramiento, indicando que los procesos de licuefacción han modificado la estructura sedimentaria original (Lowe, 1975). Similares abombamientos se observan a microescala en otros afloramientos, aunque en estos casos carecen de estructuración interna (Fig. 5A).

Dada la continuidad espacial de este nivel (8km) y el hecho de que no se observen este tipo de deformaciones ni por debajo ni por encima de él, hemos inter-

pretado estas estructuras de deformación como producto de uno o varios eventos paleosísmicos restringidos temporalmente. La deformación se produciría por uno de los efectos secundarios cosísmicos más característicos en ambientes subácueos (Davenport y Ringrose, 1987; Guiraud y Plaziat, 1993): *mixing y/o rumpling* de los sedimentos laminados y empapados en agua, como consecuencia de procesos de licuefacción inducida por fuertes sacudidas sísmicas. La pérdida de definición y de potencia hacia el Oeste (Albuidete) que posee este horizonte estratigráfico puede interpretarse en términos de la altura de la lámina de agua y/o del nivel freático, cuando se produjo el paleosismo, así como de

su distancia al epicentro, el cual podría situarse en el entorno de la intersección de la Falla Tollos-Rodeos con el cauce del Río Mula.

Por otra parte, no existen claras evidencias que indiquen un origen sedimentario «puro» de estas estructuras, como por ejemplo tasas de sedimentación elevadas (Lowe, 1975), o la existencia de polaridades de arrastre en las deformaciones como consecuencia de *micro-slumps* o retrabajamientos (resedimentación) por transporte (Alvarado *et al.*, 1995). Muy por el contrario, cuando este tipo de estructuras aparecen fuertemente restringidas a un único horizonte estratigráfico y sin polaridades de arrastre evidentes, como es nuestro caso, son comúnmente atribuidas a la existencia de fenómenos de licuefacción asociados a fuertes sacudidas sísmicas, es decir, paleosismitas (Davendorf y Ringrose, 1987; Guiraud y Plaziat, 1993; Alvarado *et al.*, 1995).

Los paleo-deslizamientos de la Falla Tollos-Rodeos.

Estos son claramente evidentes en el sector del Valle del Río Mula comprendido entre Campos del Río y Los Rodeos, donde el cauce del Río Mula, antes de atravesar la Falla Tollos-Rodeos, se dispone paralelamente a ella. Actualmente no poseen expresión geomorfológica y sólo son observables en los pequeños valles de los tributarios del Mula que se disponen perpendicularmente a la Falla Tollos-Rodeos en el sector indicado. Éstos pueden ser descritos como despegues rotacionales a favor del plano de falla de este accidente tectónico, indudablemente favorecidos por el fuerte contraste litológico que se verifica entre las capas de arenisca que constituyen los relieves en cuesta de Los Tollos y las facies turbidíticas más margosas que ocupan el interior del Corredor de Campos del Río. Excepto en el plano de falla, la cicatriz de despegue basal no se observa. Sin embargo se observan rotaciones antitéticas, de hasta 20°, entre las areniscas de los Tollos y las facies más margosas deslizadas. No obstante, en algunos afloramientos las margas inferiores se disponen en posición subhorizontal (<10°), en contraposición a los 30-35° de buzamiento de las areniscas, indicando la existencia de rotaciones sintéticas subordinadas en el interior de los bloques deslizados.

En términos generales, la fase más activa de deslizamientos pre-data el desarrollo del episodio fluvio-lacustre, cuyos depósitos fosilizan parcialmente los materiales deslizados. Estos movimientos en masa dejaron de ser activos con posterioridad a este mismo episodio de relleno, ya que el fino recubrimiento coluvial (glacis) procedente de las Cuestas de los Tollos, que post-data el episodio fluvio-palustre, también fosiliza casi por completo los materiales deslizados (Fig.1). Localmente, estos deslizamientos fueron activos durante el episodio fluvio-palustre, induciendo el crecimiento de pequeñas fallas inversas y micro-plegues de arrastre en los depósitos situados en la margen derecha del antiguo valle. Este tipo de deformaciones, distintas a las sin-sedimentarias, sólo se observan en secciones

perpendiculares a la falla, pasando desapercibidas en los propios cortados del Valle del Mula que son paralelos a la falla. En conjunto, este tipo de fenómenos podrían responder a un proceso de deslizamiento generalizado a favor de la Falla Tollos-Rodeos, favorecido por el fuerte encajamiento de la red de drenaje (53m) y correlativo a la formación del paleovalle del Mula. Sin embargo, no hay que descartar la posibilidad de que este fenómeno pudiera haber sido inducido por la actividad paleosísmica de la Falla Tollos-Rodeos, y que el evento sinsedimentario mencionado (fallas inversas y pliegues de arrastre) pudiera estar relacionado genéticamente con los procesos de licuefacción mencionados anteriormente. Un dato a retener este ambos tipos de procesos, son efectos secundarios relevantes de fuertes sacudidas sísmicas (Serra, 1993), que en terrenos favorables se dan a partir de terremotos de $M > 5$ (Audemard y De Santis, 1991).

Controles en la evolución del drenaje

Los factores que han influido en la evolución y desarrollo de la red de drenaje en la antigua Cuenca neógena de Mula pueden ser descritos como: A) aquéllos que influyen en la localización de la arteria axial de drenaje y patrón del mismo; B) los que influyen en la producción y transporte del sedimento a través del sistema (calibre y sedimentología de los depósitos); y C) los que han influido en la generación y/o adquisición de niveles de base internos o externos al sistema, y por tanto los que controlan su comportamiento agradacional y/o diseccional. Todos ellos pueden ser agrupados en dos grandes grupos: controles tectónicos y climáticos.

Controles tectónicos.

Estos pueden ser divididos en dos tipos: (a) aquéllos que de alguna manera influyen indirectamente en el desarrollo del drenaje (pasivos ó estructurales), y (b) aquéllos que fueron activos durante el propio desarrollo del drenaje (activos o neotectónicos).

Controles pasivos o estructurales: La existencia de fallas NNE-SSW previas atravesando diagonalmente la Cuenca de Mula (Límite y Tollos-Rodeos), tuvo un especial impacto en la subdivisión fisiográfica de la cuenca cuaternaria. Esta topografía inducida por la alineación de relieves estructurales (Mesas, Cerros, Cuestas, etc.) a lo largo de estos accidentes tectónicos sólo permitió una comunicación fluvial muy limitada entre los distintos dominios mencionados anteriormente, favoreciendo el desarrollo de paleoambientes fluviales diferentes en cada uno de ellos.

Por otra parte, la denominada Falla Límite ejerció un control muy especial en la distribución y sedimentología de los materiales fluviales en sus alrededores y en particular en el Sector situado aguas abajo de ésta a partir de Baños de Mula. Esta falla posee una actividad hidrotermal importante, y en sus alrededores las formaciones y depósitos travertínicos y tobáceos han sido

importantes a lo largo de todo el Cuaternario, como consecuencia de la existencia de surgencias termales (36°C), ricas en calcio, asociadas al trazado de la falla y accidentes satélites (Romero Díaz *et al.*, 1992). La actividad hidrotermal de esta zona de falla durante la evolución del sistema fluvial del Río Mula puede explicar el enriquecimiento en carbonatos que se observa en los sedimentos palustres y la pobre calidad del agua (indicada por los gasterópodos) durante el desarrollo del episodio fluvio-palustre (Mather *et al.*, 1995).

Controles activos o neotectónicos: Éste es el caso del accidente Tollos-Rodeos. Su actividad coetánea al desarrollo del episodio fluvio-palustre parece evidente, estimulando la generación de importantes deslizamientos a lo largo de su trazado. Por otra parte, esta falla, a pesar de desarrollarse sobre materiales (principalmente areniscas y margas) más fácilmente erosionables que los de la Falla Límite (Fundamentalmente areniscas), posee mayor expresión geomorfológica. La existencia de caras facetadas, planos y escarpes de falla bien conservados a lo largo de su trazado son claros indicadores de su actividad durante el Pleistoceno superior. Los deslizamientos generados en el sector donde la Falla Tollos-Rodeos atraviesa el cauce del Mula pre-datan, y en ocasiones, son coetáneos al episodio de relleno fluvio-palustre. De este modo se puede interpretar que estos movimientos en masa obturaron su desagüe natural hacia el Río Segura favoreciendo la agradación y el estancamiento de las aguas (ambientes fluvio-palustres).

Por otra parte, la estructuras de deformación sin-sedimentarias presentes en los depósitos fluvio-palustres (Fig. 4), así como su fuerte restricción geográfica y temporal (un único nivel), parecen evidenciar la existencia de eventos paleosísmicos centrados en los alrededores de la Falla Tollos-Rodeos, que probablemente también actuaron como los promotores de los deslizamientos.

Controles climáticos.

Los cambios climáticos cuaternarios han ejercido una especial influencia sobre las zonas semi-áridas durante este período, muy en particular sobre los sistemas fluviales y aluviales del ámbito mediterráneo (Bell y Walker, 1992). Como los tectónicos, los controles climáticos pueden subdividirse en dos grupos: (a) aquéllos que influyen directamente sobre la producción de sedimentos y disponibilidad de agua dentro del sistema para transportarlos; (b) aquéllos que influyen indirectamente sobre el sistema fluvial, como son los cambios de nivel de base, efecto secundario de las variaciones del nivel del mar inducidas climáticamente.

Controles directos (producción y transporte de sedimentos): En el SE de España, los episodios de mayor producción de sedimentos (agradación) han sido tradicionalmente asociados con los períodos fríos pleistocenos (glaciares), mientras que los episodios dominados por disección han sido relacionados con períodos más cálidos de los interglaciares (Dumas, 1977; Harvey, 1989). Sin embargo, hasta hoy día no existe ningún dato contrastado por dataciones fiables que apo-

yen este esquema. Muy por el contrario, datos polínicos procedentes de las béticas (Pons y Reille, 1992) indican que los períodos fríos más recientes estuvieron caracterizados por una aridez de marcado carácter hídrico, y que en los períodos más cálidos había mayor disponibilidad de agua y por tanto una presumible mayor actividad sedimentaria. Estas apreciaciones parecen indicar que el comportamiento climático del SE de España estaría más bien regido por un esquema de períodos pluviales, más cálidos, dominados por agradación (interglaciares europeos), e interpluviales, secos y más fríos, dominados por disección (glaciares europeos), similar al propuesto para el NE de África por Freyret *et al.* (1993).

En el SE de España, la secuencia de períodos de agradación-disección más completa, apoyada por datos geocronológicos más fiables, es la establecida para los episodios marinos y continentales registrados durante los últimos 200 ka en los litorales de Almería y Murcia (Goy y Zazo, 1986; Goy *et al.*, 1993). En esta escala, los períodos de agradación continental, aunque no exclusivos, predominan durante los ciclos más cálidos y húmedos (pluviales) inmediatamente antes y después del último máximo interglaciar (120 ka B.P.), mientras que los episodios de disección estarían fundamentalmente relacionados con el importante descenso del nivel del mar (nivel de base de los sistemas fluviales) que se registra durante el último período glacial (Würm, 80-18ka B.P.).

En lo que respecta a la zona de Mula, la fase de agradación más importante que se registra responde al episodio de relleno fluvio-palustre. Tal y como indican las especies de microvertebrados «no fríos» del yacimiento de Baños de Mula (Agustí *et al.*, 1990), esta fase culminó durante la etapa final del Pleistoceno superior anterior al Würm. Por tanto, puede correlacionarse con el episodio de agradación continental que se verificó durante el último ciclo interglaciar (180-80ka B.P.) anteriormente mencionado. Los episodios de encajamiento, que originaron el vaciado del antiguo paleovalle (T+22-36m) y la morfología del actual valle del Río Mula, aunque activos durante el Holoceno, debieron de comenzar con anterioridad a éste, durante el último período frío del Würm (>18ka BP), pudiéndose correlacionar con los episodios de disección más importantes registrados en las secuencias aluviales del SE de España (Harvey, 1990; Silva, 1994). Probablemente, estos últimos episodios disectivos (T+15m-T+2m) tuvieron su origen en la adquisición de un nivel de base activo por parte del río Segura, el cual ejercería una importante acción remontante.

Controles indirectos (nivel de base): El nivel de base relativo de un sistema fluvial es, sin ninguna duda, uno de los factores que influyen decisivamente en su comportamiento agradacional o disectivo. Éste, en principio, va a estar directamente controlado por las fluctuaciones del nivel de base final de cualquier sistema fluvial (el nivel del mar) y, por tanto, efecto secundario relevante de las variaciones climáticas. En este

sentido, parece lógico pensar que los niveles de terraza más recientes (T+15m - T+2m) fueran originados por fluctuaciones del nivel de base local del Río Mula (el Río Segura), como consecuencia de la adquisición definitiva por parte de éste de un nivel de base activo al conectarse definitivamente con el mar.

Sin embargo, el desarrollo del episodio de relleno fluvio-palustre (T+22-36m) refleja claramente la existencia de discontinuidades dentro del sistema, particularmente en las cercanías del accidente tectónico Tollos-Rodeos. Los deslizamientos generados a lo largo de este accidente tectónico provocaron una desconexión temporal de los tramos del Río Mula localizados aguas arriba y aguas abajo de su intersección y, por tanto, una desconexión de su nivel de base natural (Río Segura). Estos obturaron el drenaje e introdujeron un nivel de base local, e inactivo, dentro del sistema, favoreciendo la generación de los ambientes fluvio-palustres que se registran en este nivel de terraza. El restablecimiento de la conexión Mula-Segura pudo producirse por un fenómeno similar al de captura por erosión remontante, a favor del tramo del Río Mula situado aguas abajo de su intersección con la Falla Tollos-Rodeos, proceso que queda reflejado en la existencia de escalonamientos y desdoblamientos del perfil de equilibrio del Río Mula, cuya consecuencia directa fue la segmentación espacio-temporal y convergencia morfológica de los niveles de terraza inferiores.

Conclusiones

La evolución del sistema fluvial del Río Mula está caracterizada por el desarrollo de seis niveles de terraza principales, situados entre +65m y +2m de altura relativa sobre el cauce actual del Río Mula. Estos niveles, ligados a las diferentes secuencias de agradación-disección fluvial cuaternarias, muestran que los episodios de agradación no superaron nunca en más del 20% el valor, en metros, de los episodios de disección previos. Estos últimos se muestran como los conductores y/o condicionadores más importantes de la evolución del sistema fluvial considerado, y responden a episodios de carácter caótico en el sentido de que son irreversibles y condicionan la respuesta subsiguiente del sistema. Así mismo estos episodios de disección muestran una progresiva reducción del encajamiento lineal asociado desde el inicio del Cuaternario hasta la actualidad, dando como resultado la construcción de un típico valle fluvial con un sistema de terrazas escalonado.

Sin embargo, dentro de los episodios de agradación se registra uno especialmente anómalo en cuanto a potencia de sedimentos, características sedimentológicas, distribución espacial y variación de su altura relativa. Este se corresponde con el relleno parcial de un importante paleovalle, de más de 53m de profundidad por unos 4km de anchura, generado como consecuencia de la conexión del sistema fluvial del Río Mula con el nivel de base del Río Segura, es decir, con la verdadera apertura (exorreísmo) de la antigua cuenca neógena de

Mula. Este episodio de relleno, que dio lugar a una secuencia fluvio-palustre de más de 18m de potencia, se asocia a una extensa superficie deposicional situada actualmente a +22-36m sobre el cauce actual del Río Mula que prácticamente llegó a converger con el nivel de T+40m. Dicho nivel (+22-36m), únicamente está representado aguas arriba de la zona en que el Río Mula (E-W) interseca el trazado de la Falla Tollos-Rodeos (NNE-SSW), donde se generó un nivel de base interno que lo desconectó temporalmente del río Segura. Este episodio de relleno culminó durante el Pleistoceno superior (pre-Würm), tal y como indica la fauna «no fría» del Yacimiento de Baños de Mula (Agustí *et al.*, 1990).

Existen dos aspectos clave asociados al desarrollo de el nivel T+22-36m que son fundamentales para entender la evolución del drenaje y que resultan de la interacción entre la actividad neotectónica y los procesos puramente fluviales: (1) El cambio, con respecto a niveles de terraza superiores e inferiores, en las condiciones paleoambientales de su depósito, cambiando de sistemas netamente fluviales a otros de carácter fluvio-palustre ó netamente palustres; (2) El desarrollo en el interior de los depósitos palustres de un nivel de deformación sin-sedimentaria (paleosismitas de licuefacción) fuertemente restringido temporal y geográficamente, y relacionado con una de las fases de deslizamientos que se registran a lo largo de la Falla de Tollos-Rodeos. La actividad de esta falla puede explicar por sí sola todas estas características. Los movimientos en masa a lo largo de este accidente, probablemente estimulados por actividad paleosísmica, fueron lo suficientemente importantes como para obturar el desagüe natural del Río Mula hacia el río Segura, impidiendo el drenaje y dando lugar a la generación de ambientes fluvio-palustres aguas arriba de su intersección.

La etapa disectiva subsiguiente registra una incisión lineal total del sistema Mula-Pliego de 36m que, como consecuencia de su reconexión con el Río Segura, dio lugar a la reexcavación y vaciado parcial del antiguo paleovalle relleno por los depósitos fluvio-palustres. Esta etapa ya muestra características netamente fluviales (nivel de base activo), registrándose hasta 4 pequeños episodios de agradación en la tendencia disectiva general del sistema (niveles de terraza inferiores). La característica más significativa de este período es que los sucesivos episodios de disección ("vía" erosión remontante) no tuvieron el tiempo necesario para propagarse aguas arriba de todo el sistema, generando importantes escalones de erosión remontante. Éstos dan lugar a la segmentación espacio-temporal de los niveles de terraza inferiores, es decir, hacen que un mismo nivel de terraza (en edad) se encuentre a una cota relativa progresivamente mayor según nos movemos aguas abajo del sistema. A pesar de ello, es posible registrar niveles de terraza aparentemente continuos (misma altura) a lo largo del sistema, producto de complicados procesos de convergencia morfológica que se verifican durante los episodios de agradación.

Este tipo de procesos poseen importantes implica-

ciones en el estudio de la instalación y desarrollo de sistemas fluviales mayores, como son los que disectan las grandes cuencas terciarias del centro de la Península (Duero, Tajo, Ebro, Guadiana, etc.). Por lo general, debido a la envergadura de estos sistemas fluviales, los estudios de niveles de terraza se restringen a sectores determinados, que posteriormente se correlacionan por alturas. Esto puede inducir a errores importantes, ya que como hemos visto, debido a las propias características de los procesos de erosión remontante ligados a la generación de terrazas fluviales, lo más común es que niveles de terraza de similar altura sean diacrónicos a lo largo del sistema y viceversa.

Por último, queda por reseñar el importante control que puede ejercer la actividad tectónica sobre los sistemas fluviales. Aunque en principio determinados aspectos del comportamiento agradacional-disecional del Río Mula pueden ser explicados por controles climáticos (directos e indirectos) éstos únicamente proveen un *background* morfodinámico que ha sido fuertemente modificado y/o amplificado por la actividad sistotectónica. Un dato a retener es la inusitada rapidez con la que hasta incluso un modesto sistema fluvial, como el Río Mula, puede responder a cambios ambientales (climáticos/tectónicos) importantes, como reflejan los aproximadamente 36m de incisión lineal que se registran desde el final del Pleistoceno superior hasta la actualidad. Esto nos puede dar una idea aproximada de lo completo que puede llegar a ser el registro sedimentario asociado a la construcción de los niveles de terraza que caracterizan la evolución de valles fluviales, ya que en una escala de tiempo geológica los episodios de disecación son prácticamente instantáneos, frente a los largos periodos de estabilización que se requieren para la construcción de sus superficies deposicionales finales.

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación de la DGICYT PB92-282 (Universidad de Salamanca) y PB92-0023 (Museo Nac. CC. Naturales, Madrid). A.M. Harvey agradece a la «University of Liverpool Research & Development Fund.» por las ayudas económicas recibidas para el trabajo de Campo en el SE de España. Así mismo A.E. Mather agradece a la «University of Plymouth Research Fund.» por el mismo concepto.

Bibliografía

- Agustí, J., Moya-Solá, S., Gibert, J., Guillen, J. y Labrador, M. (1985): Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia. *Paleont. í Evoluc.*, 18: 83-93.
- Agustí, J., Freudenthal, M., Lacombe, J.L., Martín, E. y Nageli, C. (1990): Primeros micromamíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 289-293.
- Alvarado, A., Yepes, H., Hibsich, Ch. y Serbier, M. (1995): Calibration of paleoseismicity with historical seismicity: A new approach using seismites in Quito, Ecuador. *Terra Nostra*, 2/95: 9.
- Audemard, F. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures by recent moderate earthquakes. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.
- Baena, J., Barranco, L.M., Bardají, T., Estevéz, A., Goy, J.L.; Rodríguez, T., Sanz de Galdeano, C., Silva, P.G., Somoza, L. y Zazo, C. (1993): *Mapa Neotectónico, Sistotectónico y de Actividad de Fallas de la región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España-CARM, Madrid. 99 p.
- Bell, M. y Walker, M.J. (1992): *Late Quaternary Environmental Change: Physical and human perspectives*. Longman, Edimburgh. 249 p.
- Blum, M.D. (1990): Climatic and eustatic controls on Gulf-Coastal plain fluvial sedimentation: An example from the Late Quaternary of the Colorado River, Texas. *GCS-SEMP Found. 11th Resch. Conf. Abstract Prog.*, 71-83.
- Davenport, C.A. y Ringrose, P.S. (1987): Deformation of Scottish Quaternary sediments sequence by strong earthquake motions. In: *Deformations of Sediments and Sedimentary rocks* (M.E.Jones & R.M.Preston Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 29: 299-314.
- Dumas, B. (1977): *Le Levant espagnol. La genèse du relief*. Thèse d'Etat, París. 653p.
- Freytet, P., Baltzer, F. y Conchon, O. (1993): A Quaternary piedmont on an active rift margin: The Egyptian coast of the NW Red Sea. *Z. F. Geomorph.*, 37: 129-147.
- Frostick, L.E. y Reid, I. (1989): Climatic versus tectonic controls of alluvial fan sequences; lessons from the Dead Sea, Israel. *Jour. Geol. Soc. London*, 146: 527-538.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1986): Synthesis of the Quaternary in the Almería littoral, neotectonic activity and its morphologic features (Eastern Betics, Spain). *Tectonophysics*, 130: 259-270.
- Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C. y Hillaire-Marcel, C. (1993): Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6 (2): 103-119.
- Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluvial Bima sandstone: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.
- Harvey, A.M. (1989): Occurrence and role of arid zone alluvial fans. In: *Arid Zone Geomorphology* (D. G. Thomas, Ed.), Belhaven Press, Amsterdam. 92-129.
- Harvey, A.M. (1990): Factors influencing Quaternary alluvial fan development in Southeast Spain. In: *Alluvial fans: A field approach* (A.H. Rachocki & M. Church, Eds.), John Wiley & Sons, New York. 247-269.
- Jerez Mir, L., Jerez Mir, F. y García Monzón, G. (1974): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 912 (Mula). Memoria explicativa por L. Jerez Mir y F. Jerez Mir, 59 p. (1974). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Larouzière, De F., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, Ph. (1987): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran Shear Zone during the late Neogene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- Loiseau, J. (1988): *Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sédimentation néogène et implications structurales*. Thèse Univ. Paris XI-Orsay. 192 p.
- Loiseau, J., Ott d'Estevou, Ph y Montenat, C. (1990): Le

- secteur D'Archena-Mula. In: *Les Bassins Néogènes du domaine betique oriental, Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.), *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 287-301.
- Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- Lubowsky, P y Poisson, A. (1990): Le Bassin de Fortuna. In: *Les Bassins Néogènes du domaine betique oriental. Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.), *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 303-311.
- Mather, A.E., Silva, P.G., Harvey, A.M., Goy, J.L. y Zazo, C. (1995): Tectonics versus climate: An example from late Quaternary aggradational and dissectional sequences of the Mula Basin, Southeast Spain. In: *Mediterranean Quaternary Rivers Environments* (J.Lewin, M.Macklin & J.Woodward, Eds.), Balkema, Rotterdam, 77-87.
- Montenat, C. (1973): *Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant Espagnol*. Thèse Univ. Paris-Orsay, 1170 p.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, Ph. y Masse, P. (1987): Tecto-sedimentary characters of the Betics Neogene Basins evolving in a crustal shear zone (SE Spain). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcia (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France, N.S.*, 48 (111): 1-270.
- Pons, A. y Reille, M. (1988): The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain). *Pal. Pal. Pal.*, 66: 243-266.
- Reid, I. y Frostick L.E. (1987): Flow dynamics and suspended sediment properties in arid zone flash flood. *Hydrological Processes*, 1: 239-253.
- Renwick, W.H. (1992): Equilibrium, disequilibrium and non equilibrium landforms in the landscape. *Geomorphology*, 5: 265-276.
- Retallack, G.J. (1990): *Soils of the past: An introduction to palaeopedology*. Unwin, Boston. 347 p.
- Romero Díaz, M.A., López Bermúdez, F., Silva, P.G., Rodríguez, T., Navarro, F., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L., Zazo, C., Baena, R., Somoza, L., Mather, A.E. y Borja, F. (1992): Geomorfología de las cuencas Neógeno-Cuaternarias de Mula y Guadalentín, Cordilleras Béticas (SE España). In: *Estudios de Geomorfología en España* (F. López Bermúdez, C. Conesa y M.A. Romero Díaz, Eds.), Murcia, vol. 2: 749-786.
- Silva, P.G. (1994): *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral U.C.M., 789 p.
- Silva, P.G., Harvey, A.M., Zazo, C. y Goy, J.L. (1992): Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain). *Z. F. Geomorph.*, 36: 325-341.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993): Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224: 289-303.
- Serva, L. (1993): An analysis of the world major regulatory guides for nuclear power plant seismic design. *Energia Nucleare*, 10/2: 77-96.
- Summerfield, M.A. (1991): Tectonics and drainage development. In: *Global Geomorphology* (M.A. Summerfield, Ed.) Longman & Technical, Essex (England), 405-433.

Manuscrito recibido el 9 de Mayo de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de Octubre de 1996