



LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN NEÓGENAS EN LA ZONA DE TRANSICIÓN ENTRE LA CORDILLERA IBÉRICA Y EL SISTEMA CENTRAL (GUADALAJARA, ESPAÑA)

Alfonso Benito-Calvo y Alfredo Pérez-González

CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca, s/n. 09002 Burgos. alfonso.benito@cenieh.es

Resumen: La cartografía geomorfológica en la zona de transición entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica ha permitido identificar cuatro superficies de erosión, comunes en ambos orógenos. La génesis de estas superficies está relacionada con las unidades sedimentarias cenozoicas de la Cuenca de Madrid, especialmente con los sistemas de piedemonte localizados en el borde sur del Sistema Central. La superficie SE1 enlaza con un reducido afloramientos de gravas y bloques cuarcíticos, apoyados sobre un perfil de alteración en gneises. La segunda superficie (SE2), forma parameras en la Cordillera Ibérica y *pediments* en el Sistema Central, que conectan con un glacis con depósitos más antiguos que la unidad ocre del Turoliense superior. Por lo tanto, esta superficie se relaciona con la Unidad Intermedia, probablemente con sedimentos del Aragoniense superior, anteriores a deformaciones de dirección NE-SO que afectan a la superficie. La tercera superficie (SE3), está deformada en menor medida y su elaboración final está asociada con un glacis (Superficie de la Mierla, 1046 msnm), cuyos depósitos se apoyan discordantes sobre dicha unidad ocre y probablemente son equivalentes al desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo durante el Turoliense superior-Rusciniense. La superficie más reciente (SE4), conecta con un cuarto glacis del Plioceno, donde se encajan las primeras terrazas fluviales.

Palabras clave: Superficies de erosión, Neógeno, Cuenca de Madrid, Sistema Central, Cordillera Ibérica.

Abstract: The geomorphological mapping in the transition zone between the Central System and the Iberian Chain has allowed us to identify four planation surfaces, commons in both orogens. The genesis of these surfaces is closely related to the Cenozoic sedimentary units of the Madrid Basin, specially to the piedmont systems located in Central System margin. The oldest surface, or SE1, is located at the same morphological level that a little outcrop of gravels and blocks, burying a weathering mantle developed in gneisses. The second planation surface (SE2), forms parameras in the Iberian Chain and pediments in the Central System, connecting with a well-preserved glacis developed on piedmont deposits older than Turolian sediments (Upper Neogene Unit). Consequently, this surface is related to the Intermediate Unit, probably with Upper Aragonian sediments, previous to the deformation processes which caused NE-SO antiforms and synforms in the surface (Guadarrama direction). The third surface is deformed in lesser degree and shows a closely association with Upper Turolian sediments. However, the current morphology of the surface is associated with a glacis (La Mierla Surface, 1046 m asl), whose deposits are overlying Upper Turolian sediments and which are probably equivalents to the development of the Páramo erosional surface during the Upper-Turolian-Ruscinian. The youngest planation surface consist mainly of facets preserved in the slope valleys and connects with a four glacis of Pliocene age, which is located over the first fluvial terraces.

Key words: Planation surfaces, Neogene, Madrid Basin, Central System, Iberian Chain

Benito Calvo, A. y Pérez-González, A. (2010): Las superficies de erosión neógenas en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Guadalajara, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23 (3-4): 145-156.

La evolución geodinámica del paisaje durante periodos temporales dilatados es el resultado de la interacción entre los procesos endogenéticos, que rejuvenecen el relieve, y los procesos exogenéticos, que tienden a nivelarlo. Una de las improntas más notable que esta interacción deja en el paisaje son los arrasamientos o superficies de topografía suave, formadas durante amplios periodos de actividad erosiva, que seccionan las estructuras y materiales geológicos preexistentes (Summerfield, 1991; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Amato and Cinque, 1999; Burbank and Anderson, 2001). El análisis de estas superficies de erosión tiene una dilatada trayectoria en los sistemas orogénicos del interior peninsular, donde su relación con las unidades sedimentarias de las cuencas, las fases tectónicas y las condiciones climáticas ha despertado el interés de numerosas investigaciones (Schwenzner, 1937; Birot y Solé, 1954; Gladfelter, 1971; Garzón *et al.*, 1982; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Pérez-González *et al.*, 1997; Benito *et al.*, 1998a; Silva y Ortiz, 2002; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Lozano y Peña, 2010).

En este trabajo se presentan los resultados del análisis geomorfológico de los arrasamientos

intraterciarios en el entronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, y su enlace con la Cuenca cenozoica de Madrid. Este análisis se ha realizado con el objetivo de aportar nuevos datos a la evolución del relieve de esta región durante el Neógeno, mediante el análisis de la distribución y los rasgos morfológicos de las superficies de erosión, así como su relación con las unidades neógenas, los sistemas de glacis y los procesos tectónicos. Para ello, se ha realizado una revisión bibliográfica y la cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 de los arrasamientos. Dicha cartografía fue elaborada mediante trabajo de campo y la interpretación de fotogramas aéreos (1:30.000 y 1:18.000), y modelos digitales del terreno (SRTM-3 y generado con la topografía 1:25.000 del CNIG), a partir de los cuales se han creado anaglifos digitales para el reconocimiento tridimensional del territorio.

Marco Geológico

La región de estudio se sitúa en el enlace del borde norte de la Cuenca de Madrid (Fig. 1), con los relieves alpinos del Sistema Central (sector oriental, zona de Tamajón-Hiendelaencina) y de la Cordillera Ibérica (sector noroccidental de la Rama Castellana). En esta

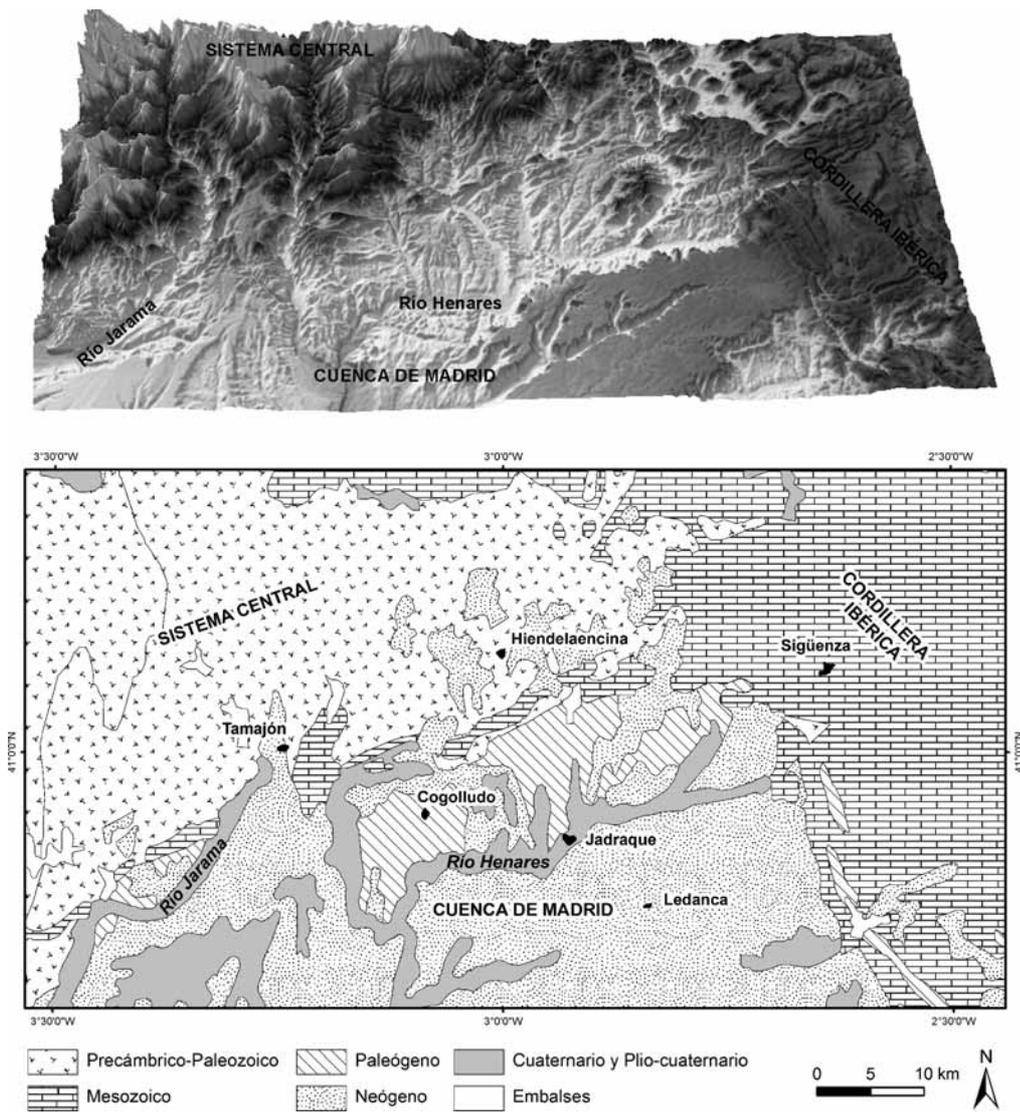


Figura 1.- Relieve y contexto geológico de la zona de estudio, situada en la zona de transición entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica.

última afloran depósitos mesozoicos (Adell *et al.*, 1981a; Ríos *et al.*, 2002), integrados por materiales triásicos, jurásicos y cretácicos, deformados según pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE, y fallas de direcciones NO-SE y NO-SE (Adell *et al.*, 1981b, De Vicente *et al.*, 2007). En el sector nororiental del Sistema Central, los materiales mesozoicos están circunscritos a una estrecha franja plegada y fallada de dirección ENE-OSO, que se apoya sobre las series metamórficas del Macizo Ibérico (Zona Centroibérica). Los materiales metamórficos corresponden a ortogneises precámbricos y pizarras, esquistos y cuarcitas del Cámbrico-Devónico (Adell *et al.*, 1981b; Hernaiz *et al.*, 2005; Martínez *et al.*, 2004), que fueron afectadas por las deformaciones de la orogenia Varisca y reactivadas durante la orogenia Alpina. La estructuras alpinas de esta zona del Sistema Central están formados por un conjunto de pliegues y cabalgamientos de dirección N60-70°E, con retrocabalgamientos y fallas de transferencia asociadas (Sánchez *et al.*, 1993a, 1993b, De Vicente *et al.*, 2007).

Los materiales cenozoicos más antiguos de esta zona corresponden a sedimentos paleógenos, compuestos por calizas, margas, lutitas, conglomerados y areniscas del Eoceno superior-Oligoceno, que se encuentran afectados por deformaciones sintectónicas asociadas a la Etapa de deformación Ibérica (Capote *et al.*, 1990; Portero *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 2007). Sobre estos sedimentos, y en discordancia angular, yace el relleno neógeno.

En la Cuenca de Madrid, dicho relleno está compuesto por las facies aluviales y lacustres del Mioceno, y los depósitos detríticos y calcretas incluidas en el Plioceno (Pérez-González, 1982; Alonzo-Zarza y Calvo, 2002; Alonzo-Zarza *et al.*, 2004). Dentro del Mioceno se pueden diferenciar varias unidades (Alonzo-Zarza y Calvo, 2002; Alonzo-Zarza *et al.*, 2004; López *et al.*, 2004; Montes *et al.*, 2006), delimitadas por discontinuidades relacionadas con fases tectónicas y compuestas por una Unidad Inferior, de edad Ramblense-Aragoniense medio (biozonas MN2-MN5); una Unidad Intermedia que a su vez es dividida en tres subunidades (Intermedia I, II y III), distribuidas desde entre el Aragoniense medio y el Vallesiense superior (MN5-MN9); y una Unidad Superior delimitada entre el Vallesiense superior y el Tuoliense superior (MN9-MN13), y que culmina con las denominadas calizas de los páramos. El análisis magnetoestratigráfico de las unidades inferior e intermedia realizado por Montes *et al.* (2006), sitúa el límite Unidad Inferior-Unidad Intermedia I en ~14,4 Ma, el límite Unidad Intermedia I-Unidad Intermedia II en ~13,4 Ma, y el límite Unidad Intermedia II-Unidad Intermedia III posiblemente en ~12,2 Ma. La relación de estas unidades con los procesos de deformación permiten situar la Etapa de deformación Guadarrama entre la Unidad Inferior y la Intermedia (Fase Neocastellana, Aguirre *et al.*, 1976; Calvo *et al.*, 1991), que con direcciones de compresión N140-155°E constituye la etapa de acortamiento máximo (Capote *et al.*, 1990). Dicha etapa tectónica tendría reactivaciones posteriores durante el Aragoniense superior, dejando paso a esfuerzos distensivos durante el Mioceno superior (Calvo *et al.*, 1991), representados por la Etapa Torrelaguna (límite entre la Unidad Intermedia y la Superior), y las fases Iberomanchegas I y II, que se situarían respectivamente en el Tuoliense superior y Plioceno (Pérez-González, 1982).

En el área de estudio, los sedimentos neógenos presentan características dispares a ambos lados del valle del Henares. En la margen norte (borde del Sistema Central), se distinguen conglomerados cuarcíticos y brechas calcáreas interpretadas como del Aragoniense inferior (Portero *et al.*, 1991), que son enterrados por conglomerados, areniscas, margas, calizas y arcillas lignitosas, afectadas por sinclinales y discordancias progresivas. En estos últimos depósitos se localiza el yacimiento de micromamífero de Arbancón, cuya asociación indica una cronología del Vallesiense superior-Tuoliense medio (en Portero *et al.*, 1991). Por encima se sitúan facies de abanicos cuarcíticos del Tuoliense superior, sobre los que se emplazan erosivamente varios niveles de piedemonte asignados al Plioceno (Pérez-González y Gallardo, 1987). Por otro lado, en el margen sur del Henares se localiza una secuencia detrítico-carbonatada, cuyos términos inferiores e intermedios (Mioceno inferior y medio) presentan localmente deformaciones, y que culmina con las facies del techo de los páramos (calizas y conglomerados de borde). Estas facies culminantes son interpretadas como Tuoliense superior (Ríos *et al.*, 2002), ya que se apoyan en discontinuidad sobre carbonatos con asociaciones fósiles del Vallesiense inferior (MN9, ver Ríos *et al.*, 2002; Portero *et al.*, 1991).

Durante el Cuaternario la incisión de los valles fluviales ha dejado una secuencia compleja de terrazas, que en la cabecera del Henares presentan ocho niveles distribuidos desde el límite Pleistoceno medio-inferior hasta el Holoceno (Benito *et al.*, 1998b), mientras que los tramos medios de los ríos Henares, Jarama y Sorbe, se caracterizan por un alto número de escalones (17-22), con una elevada representación de terrazas altas pertenecientes al Pleistoceno inferior (Pérez-González, Gallardo y Portero, 1990; Portero y Pérez-González, 1991; Pérez-González, 1994).

Análisis geomorfológico

El estudio geomorfológico se ha realizado en un área 2850 km² perteneciente a las cuencas altas de los ríos Jarama y Henares (Figs. 1, 2 y 3), las cuales drenan gran parte del sector occidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y las estribaciones nororientales del Sistema Central (Sierra meridional de Ayllón y Sierra de Alto Rey).

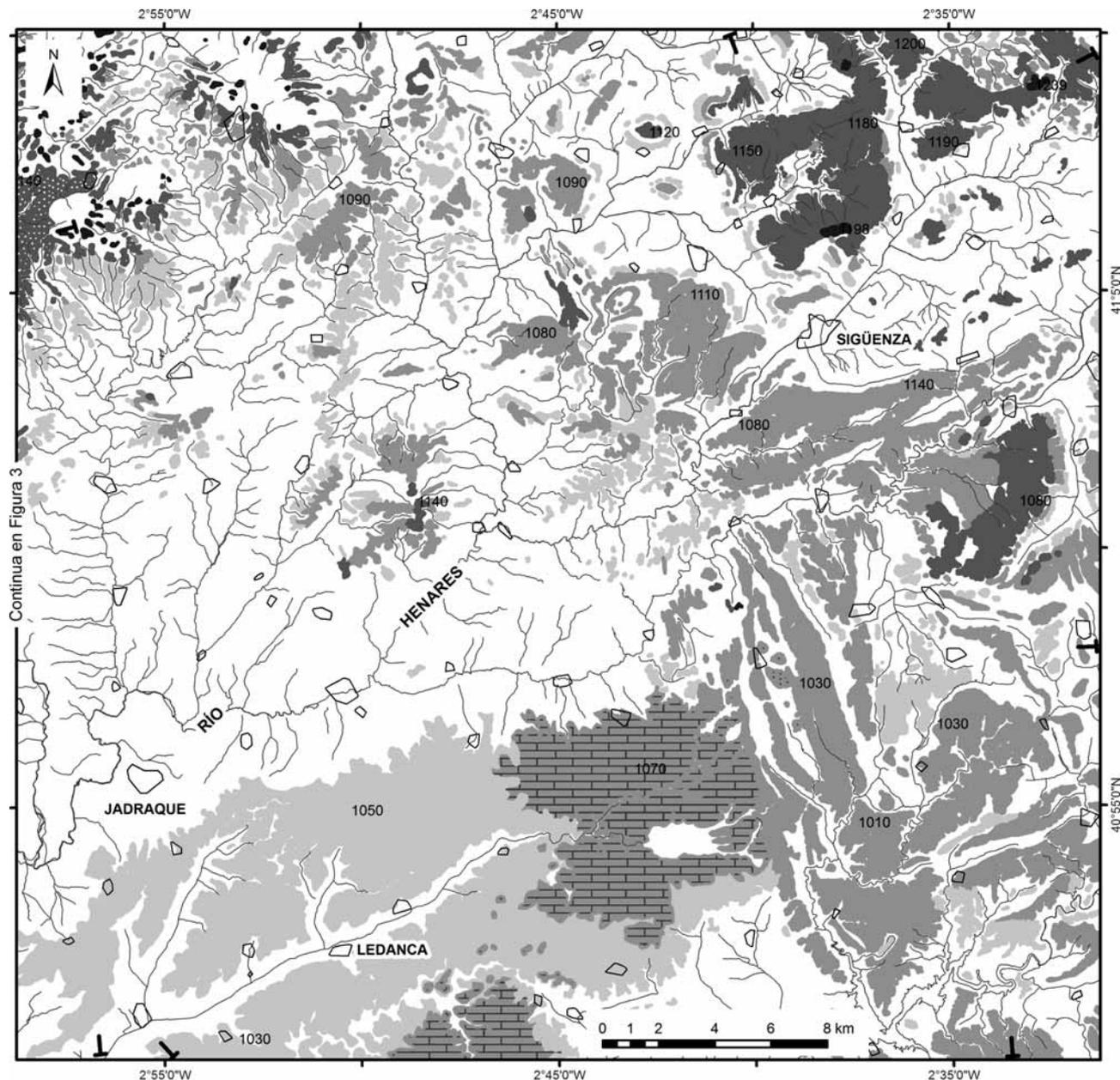
Rama Castellana de la Cordillera Ibérica

Aunque se han propuesto hipótesis de control litoestructural para explicar las parameras escalonadas de la Rama Castellana y zonas próximas de la Cordillera Ibérica (Vazquez, 2002), en la mayoría de los estudios se plantean modelos de evolución policíclica del relieve (Schwenzner, 1937; Gladfelter, 1971; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Pérez-González *et al.*, 1997; Benito *et al.*, 1998a; Silva y Ortiz, 2002); donde, por lo común, se identifican cuatro superficies de erosión. En la cartografía realizada entre la cuenca alta del río Henares y el río Tajuña (Fig. 2), también se identificaron cuatro niveles de arrasamiento, en general conservados sobre los depósitos carbonatados

mesozoicos que, actualmente, se hallan seccionados por la red fluvial y afectados por procesos de karstificación (lapiaces, dolinas y poljes).

El nivel más antiguo y ocupando una posición más elevada (SE1), equivale a las cúspides, generalmente planas o alomadas, localizadas en los escasos cerros y altos que destacan sobre las parameras circundantes

(Figs. 2 y 4). Este nivel, denominado Dächflache por Schwenzner (1937), o A por Gladfelter (1971), se preserva sobre los carbonatos del Cretácico superior y el Jurásico inferior, como en los altos de Torrejón (1239 m), Mojonazo (1221 m), Mojonazo I (1198 m), San Cristóbal (1214 m), o en el alto de Sierra Ministra (1310 m), localizado inmediatamente al oeste.



Leyenda

- | | | | | | |
|--|---------------------------|--|----------------------------------|-------|-----------------------------|
| | Superficie de erosión SE1 | | Superficie poligénica del Páramo | | Primeras terrazas fluviales |
| | Glacis de cobertera G1 | | Glacis de cobertera G3 | | Red de drenaje |
| | Superficie de erosión SE2 | | Glacis de cobertera G4 | 1200 | Cota absoluta, en m |
| | Glacis de cobertera G2 | | | + 200 | Altura relativa, en m |
| | Superficie de erosión SE3 | | Secciones geomorfológicas | | Poblaciones |
| | Superficie de erosión SE4 | | | | |

Figura 2.- Cartografía geomorfológica de las superficies de erosión en el borde noroccidental de la Rama Castellana de la Codillera Ibérica.

Al pie de estos altos, se desarrolla una segunda superficie de erosión (SE2, Figs. 2 y 4), formada por una planicie de extensa representación (42,3 km²), que afecta a los materiales triásicos (1200-1170 m, Anticlinal de Sigüenza), jurásicos (Parameras del Alto Henares y Saúca, 1230-1130 m) y cretácicos (Llano de la Muela, 1160-1173 m) de la Cordillera Ibérica (Fig. 2); aunque también fue reconocido en la cuenca terciaria, erosionando a las calizas y margas plegadas del Eoceno-Oligoceno (Sierrezuela, 1144-1121 m). Los planos de esta superficie, correlativa a los niveles M3 de Schwenzner (1937), B de Gladfelter (1971), o S2 definido por Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997) en el sector central de la Cordillera Ibérica, presenta signos de deformación asociada a la reactivación de estructuras tectónicas (Benito *et al*, 1998a). Tal circunstancia queda reflejada en las sinformas y

antiformas ENE-OSO que la superficie forma en relación con la estructura anticlinal de Sigüenza y sinclinales contiguos, de dirección NE-SO (Fig. 4).

Encajado en el arrasamiento anterior, se emplaza el tercer nivel (SE3), equiparable a los denominados M2 por Schwenzner (1937), C por Gladfelter (1971), y S3 por Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997). Este arrasamiento se conserva formando amplias parameras (Fig. 2), como las localizadas entre los ríos Dulce y Tajuña a 1160-1170 m, que pueden alcanzar los 13,5 km², y pequeñas facetas y planos adosados a las laderas de los valles (Fig. 4). Se desarrolla preferentemente sobre materiales carbonatados mesozoicos, aunque también adquiere una representación significativa erosionando a sedimentos paleógenos y del Mioceno medio en la cuenca cenozoica, entre cotas de 1130 y 1030 m. Del mismo modo, en la zona de Algora este



Figura 3.- Cartografía geomorfológica de las superficies de erosión en el borde nororiental del Sistema Central. Para consultar la leyenda ver la Figura 2.

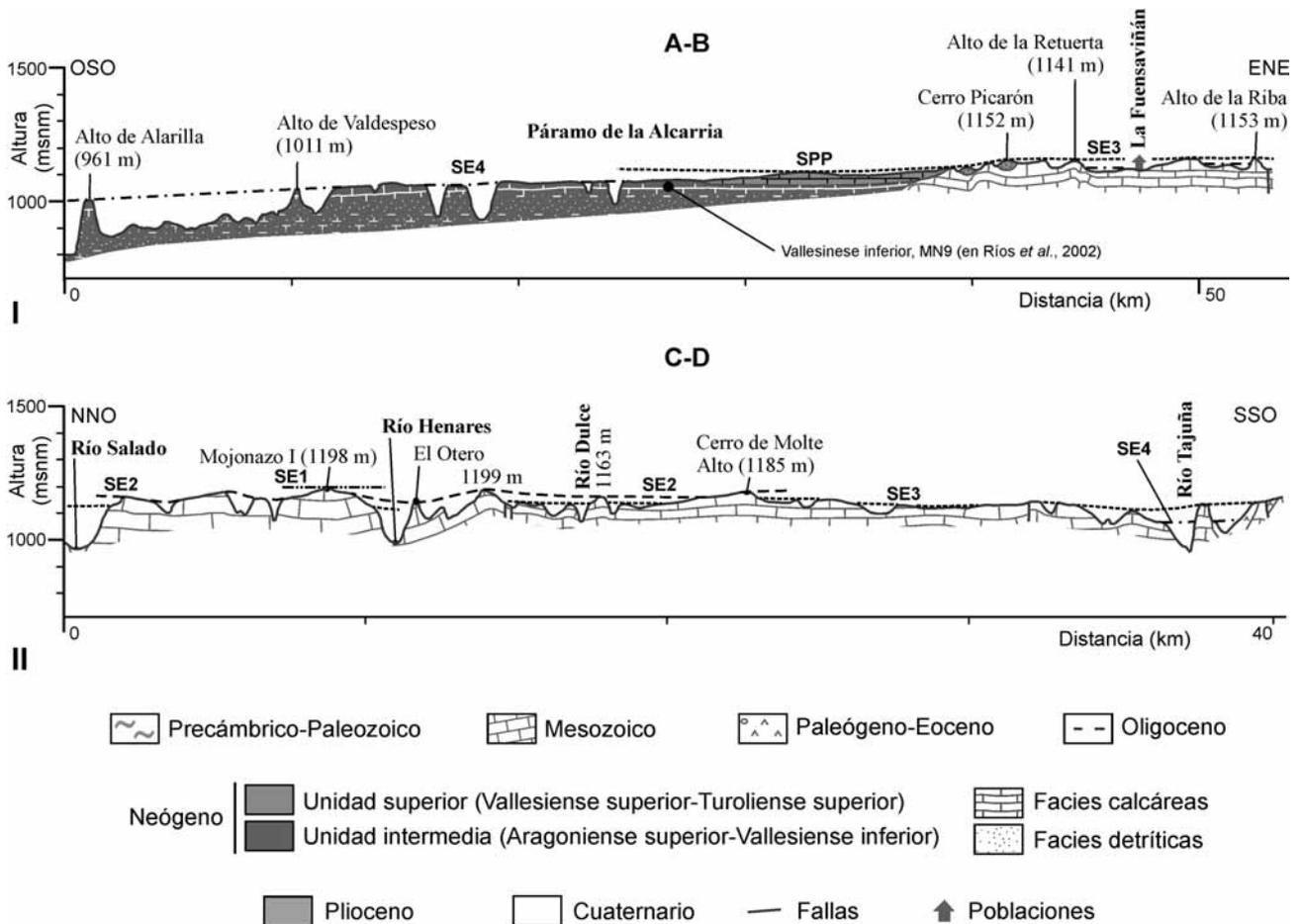


Figura 4.- Secciones geomorfológicas de las superficies de erosión en el sector noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y su enlace con la Cuenca de Madrid. Para consultar la posición de las secciones ver las Figuras 2 y 3.

arrasamiento conecta con los planos correspondientes a la Superficie Poligénica del Páramo (Pérez-González, 1979; Fig. 4), que se encuentran sobre las calizas y margas que culminan el páramo (Ríos *et al.*, 2002); y también con pequeños planos preservados en depósitos de conglomerados calcáreos y arcillas, que son interpretados como cambio lateral de facies de dichos sedimentos calcáreos. Ambas unidades sedimentarias yacen en discontinuidad sobre carbonatos con asociaciones fósiles del Vallesiense inferior (MN9, ver Ríos *et al.*, 2002; Portero *et al.*, 1991), y han sido asignadas al Turolense superior (Ríos *et al.*, 2002). Esta tercera superficie de erosión también fue afectada por procesos de deformación (Benito *et al.*, 1998a), como se ha observado en la sinforma conservada en la paramera norte del río Dulce de dirección casi E-O.

El arrasamiento más reciente cartografiado está compuesto principalmente por rellanos y facetas adosadas a las laderas, o planos que no llegan a superar los 4,5 km². Este nivel ha sido identificada como la superficie de erosión más reciente (SE4), que sería equivalente a los niveles descritos como M1 (Schwenzner, 1937), D Gladfelter (1971), y S4 (Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997), y que afecta a los materiales mesozoicos a cotas entre 997-1163 m. Además, dicha superficie también fue reconocida en la cuenca cenozoica, seccionando depósitos con edades comprendidas entre el Paleógeno y el Mioceno

superior. En este sentido, el nivel SE4 se desarrolla sobre las calizas del vallesiense inferior (Portero *et al.*, 1991; Ríos *et al.*, 2002), formando el amplio plano de La Alcarria que se encaja en la Superficie Poligénica del Páramo (Fig. 4).

En la superficie SE4 se encajan los primeros niveles fluviales cuaternarios de la cuenca alta del río Henares, compuestos por terrazas detríticas, travertínicas y erosivas con alturas relativas de +50-56 m (Benito *et al.*, 1998b).

Sistema Central (Sierra meridional de Ayllón y Sierra de Alto Rey)

Los cuatro arrasamientos identificados en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica han sido igualmente reconocidos en el área analizada de conexión entre el Sistema Central y la Cuenca de Madrid (Figs. 2, 3, 4 y 5), donde han podido ser relacionados con los sistemas de glaciares de cobertera documentados al pie de la Sierra de Alto Rey y en la divisoria Jarama-Henares (Pérez-González y Gallardo, 1987; Portero *et al.*, 1990; Hernaiz *et al.*, 2005).

El arrasamiento más reciente, denominado como SE4 (Fig. 3), se emplaza a cotas entre los 928 y 1230 m, formando rellanos en las márgenes de los valles, más amplios en las zonas bajas, y erosionando tanto a los materiales metamórficos y sedimentarios del Sistema

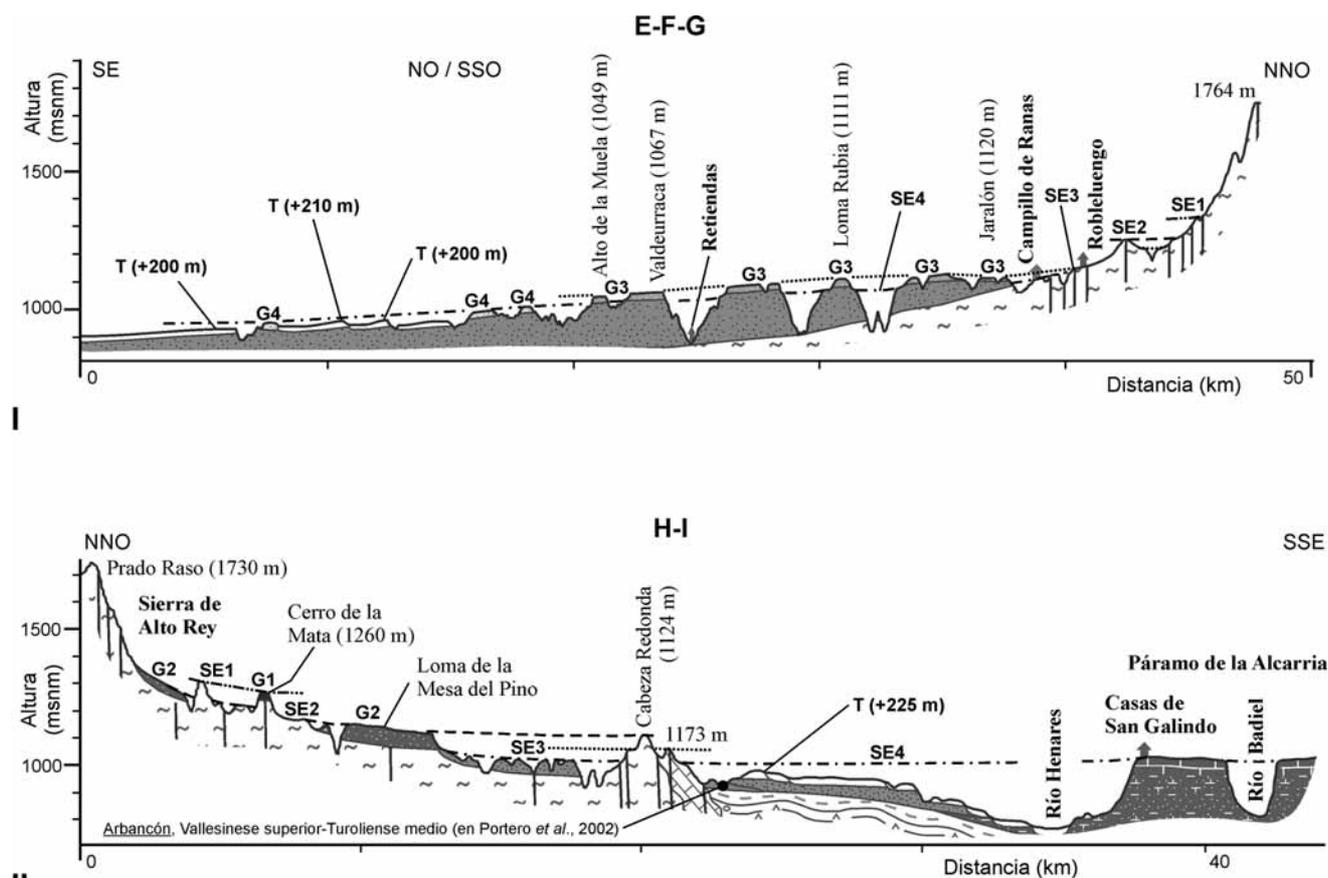


Figura 5.- Secciones geomorfológicas de las superficies de erosión en el sector nororiental del Sistema Central y su enlace con la Cuenca de Madrid. Para consultar la posición de las secciones ver las Figuras 2 y 3. Para consultar la leyenda ver la Figura 4.

Central (Precámbrico-Cretácico), como al relleno neógeno de la cuenca. En este último caso, los materiales más modernos afectados por esta superficie corresponden a las gravas cuarcíticas, arenas y lutitas ocreas del Turoniense superior (Portero *et al.*, 1991; Hernaiz *et al.*, 2005). En la divisoria entre el río Henares y el río Sorbe se conserva un nivel de glacis (G4 en este trabajo, RS1 en Pérez-González y Gallardo, 1987, 954-1015 m; Fig. 3), que enlaza con los planos erosivos de la superficie de erosión SE4 (Fig. 5). Los depósitos de este glacis han sido asignados a la formación de la Raña (Pérez-González y Gallardo, 1987), estando compuestos por 7-8 m de depósitos de gravas estratificadas y masivas, además de arenas medias y gruesas con estratificación cruzada planar. Las arenas presentan una fracción ligera dominada por el cuarzo (60-97%), junto a cantidades secundarias de feldspatos (1-8%) y micas (1-15%), mientras que la fracción pesada está caracterizada por la asociación estaurólita (40-71%), sillimanita (13-30%) y turmalina (9-22%). Dichos depósitos son interpretados como llanuras aluviales de piedemonte y están afectados por paleosuelos ferruginosos hidromorfos (Pérez-González y Gallardo, 1987). Encajados en este nivel de base han sido descritos planos aluviales más recientes y con perfiles edáficos ligeramente menos evolucionados (Pérez-González y Gallardo, 1987; Portero *et al.*, 1990), que, por su posición relativa colgada a +210-200 m, podrían corresponder a los primeras terrazas asociadas a la

evolución de la red fluvial actual. En este sentido, la primera terraza del río Henares reconocida entre Cogolludo y Membrillera, se sitúa a cotas relativas de +225-230 m y, del mismo modo, encajada en el nivel de base marcado por la superficie SE4 (Figs. 3 y 5).

Colgado sobre la superficie más moderna, se emplaza el tercer arrasamiento (SE3, 983-1285 m, Fig. 3). Actualmente, el nivel SE3 se desarrolla en planos de reducidas dimensiones, aunque también se observa en el entorno de Majaelrayo formando morfologías de *pediment*, caracterizado por una pendiente general del 2-2,5°. Del borde de este *pediment* surge la unidad de gravas y arcillas ocreas del Turoliense superior (Hernaiz *et al.*, 2005), aumentando en espesor hacia posiciones más centrales de la cuenca (Fig. 5). Esta geometría sugiere la correlación de estos depósitos con la superficie SE3, si bien, el plano de la superficie enlaza con un glacis de cobertera, denominado como G3, que se apoya en discordancia erosiva sobre dichos detritos tuolienses. Los depósitos de este glacis están compuestos por gravas de cuarcitas, cuarcos y, en menor proporción, pizarras, junto a cuerpos de arenas medias y gruesas (Portero *et al.*, 1990), compuestas principalmente por cuarzo (80-95%) y una asociación de minerales pesados dominada por la estaurólita (70-90%). En estos depósitos se desarrolla un paleosuelo ferruginoso (paraxerult), más evolucionado que el perfil edáfico del glacis G4 y caracterizado por fuertes procesos de lavado y procesos de alteración intensos,



Figura 6.- Desarrollo del *pediment* de la superficie SE2 y enlace con el glacis G2, ambos inclinados entre 7 y 8 grados en contacto con las estribaciones de la Sierra de Alto Rey.

que indican un clima más húmedo y cálido que durante los eventos posteriores del Plio-Pleistoceno (Gallardo *et al.*, 1987). El glacis G3 se preserva en distintos afloramientos a lo largo de la divisoria Jarama-Sorbe (Figs. 3 y 5), definiendo una pendiente general de $0,3^\circ$ en dirección NNO-SSE, entre las cotas de 1133 m y 1046 m (Superficie de la Mierla, Pérez-González y Gallardo, 1987). En la margen derecha del río Sorbe, al oeste de Cogolludo, los depósitos del nivel G2 también se apoyan sobre la unidad del Turolense superior; la cual, a su vez, yace discordante sobre la unidad de conglomerados, areniscas, lutitas, margas y calizas que contienen el yacimiento de micromamíferos de Arbacón, con edad estimada en Vallesiense superior-Turolense medio (Portero *et al.*, 1991). Hacia el oeste, al pie de la Sierra de Alto Rey, se han identificado planos erosivos equivalentes al nivel SE3 afectando a los depósitos del Turolense superior.

La segunda superficie de erosión (SE2), más antigua que el arrasamiento descrito anteriormente, presenta alturas de 1030-1440 m y, en esta zona (Fig. 3), afecta exclusivamente a las series metamórficas precámbricas-paleozoicas y a los sedimentos mesozoicos. Los planos conservados de esta superficie están compuestos por rellanos, cimas de cerros y formas de *pediments*, alguno de los cuales, presentan una excelente conservación. Tal es el caso de la Sierra

de Alto Rey, donde se desarrollan *pediments* que conectan con el nivel de glacis G2 (Figs. 5 y 6). Ambas formas generan un nivel con una pendiente general hacia la cuenca del $1,9^\circ$, que aumenta a $7-8^\circ$ en contacto con la sierra (Fig. 6). El glacis G2 se desarrolla a techo de depósitos con 20-25 metros de espesor máximo, compuestos por niveles de gravas cuarcíticas y finos (arcillas y limos) de tonos rojos y amarillentos (7.5R 3/6 ó 7.5YR 5/6), que suelen culminar con gravas. La geometría y potencia de dichos sedimentos, asignados con anterioridad a rañas pliocenas o sedimentos del Mioceno inferior-Mioceno superior (Adell *et al.*, 1981a, 1981b), sugiere que se hayan colgados respecto a los sedimentos turolenses (Fig. 5), mostrando, por tanto, que se trataría de una unidad sedimentaria más antigua; al menos coetánea, y posiblemente anterior, a la unidad infrayacente de Arbacón. En los depósitos del glacis G2 se desarrollan perfiles edáficos muy evolucionados, en ocasiones con indicios de aportes posteriores (Alcalá del Olmo *et al.*, 1993), que en conjunto se caracterizan por asociaciones mineralógicas de turmalina-circón y la casi ausencia de feldespatos (Aleixandre y Pinilla, 1993), por alteración a caolinita (Vicente *et al.*, 1993). Los sedimentos se apoyan sobre un perfil de alteración más antiguo que afecta a los gneises de Hiendelaencina, probablemente relacionados con las alteraciones descritas en otros

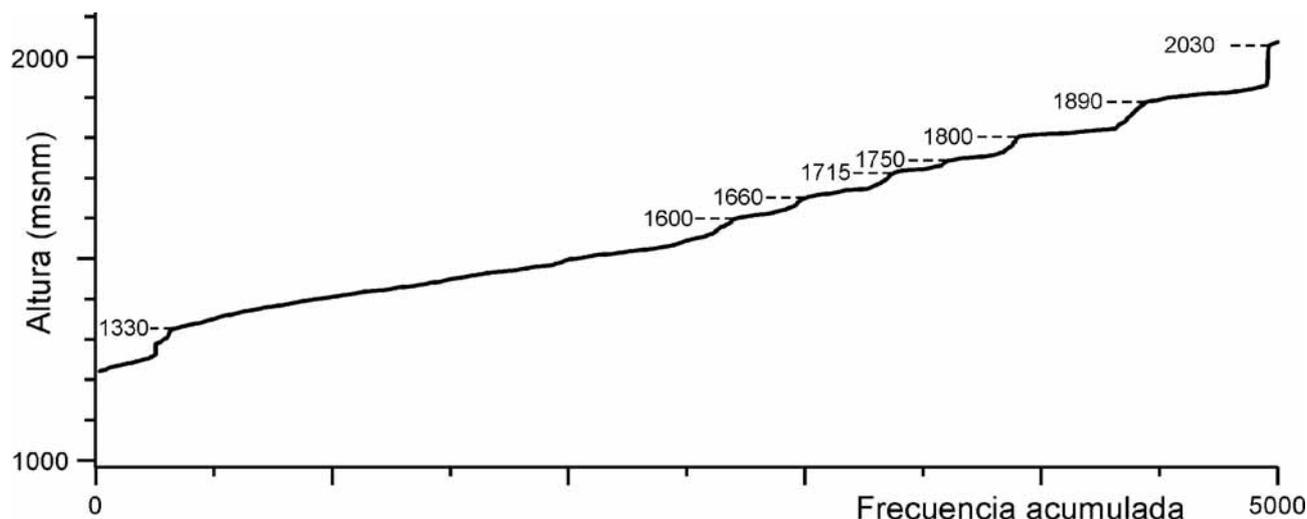


Figura 7.- Histograma acumulado de la altura de las hombreras en el macizo del Ocejón situadas por encima de la superficie de erosión SE1.

puntos del zócalo varisco (Molina *et al.*, 1997). Este perfil está definido por arenizaciones en la base, argilizaciones en el tramo medio y una alterita arcillosa a techo de tonos rojos, amarillos y blancos (Vicente *et al.*, 1993), debido a la neoformación progresiva de caolinita a partir principalmente de la albita.

El arrasamiento neógeno más antiguo que se ha identificado en la Sierra meridional de Ayllón está constituido por la superficie SE1, que se desarrolla en cerros y rellanos de reducidas dimensiones adosados a las laderas, alzándose en conjunto a cotas de 1067-1450 m. En relación con este nivel de base se han descrito depósitos de piedemonte correspondientes al nivel de glacis más antiguo, o G1. Al sur de Bustares (Cerro de la Mata, 1273 m), estos depósitos consisten 5-6 m de bloques y gravas cuarcíticas que se apoyan sobre un perfil de alteración en gneises caracterizado por arenizaciones.

En las laderas de la Sierra meridional de Ayllón y la Sierra de Alto Rey, todavía se observan varios niveles de hombreras, cerros y facetas adosados a las laderas, antes de alcanzar la superficie de cumbres (Fig. 7), que se sitúan en posiciones más antiguas que el arrasamiento SE1. Tales morfologías, por tanto, podrían corresponder a superficies de erosión preoligocenas, entre ellas la superficie pre-triásica descrita por Schwenzner (1937).

Discusión

Los datos expuestos permiten presentar un modelo evolutivo de los arrasamientos que, aunque con ciertas incertidumbres, aporta una visión representativa de la evolución geomorfológica durante el Neógeno en esta región de articulación entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica. Para ello, ha sido fundamental el análisis del sistema de piedemontes de la Sierra meridional de Ayllón y la Sierra de Alto Rey, donde se han distinguido cuatro niveles relacionados con las superficies de erosión, diferentes tanto por su posición morfológica, como por sus características mineralógicas y edáficas (Pérez-González y Gallardo, 1987).

Los retazos que conforman el nivel SE1 tienen una escasa representación y no se han podido establecer

relaciones que aporten datos precisos sobre la cronología de este arrasamiento. Tan sólo, en la Sierra de Alto Rey, se cartografiaron bloques y gravas cuarcíticas pertenecientes a un antiguo nivel de piedemonte (G1), que enrasa con la superficie SE1 y se haya colgado respecto al nivel SE2-G2. Dichas relaciones sitúan al arrasamiento SE1 anterior al Mioceno medio final. En este sentido, otros estudios realizados en esta región (Schwenzner, 1937; Gladfelter, 1971) y al norte de la Cordillera Ibérica (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), han correlacionado superficies equivalentes con depósitos sintectónicos del Oligoceno final. Según tales datos, la formación del arrasamiento SE1 quedaría ligada con la Etapa de deformación Ibérica, y en relación con climas relativamente húmedos (Calvo *et al.*, 1993). Bajo los depósitos de piedemonte de los glacis G1 y G2 se desarrollan perfiles de alteración asociados a procesos de etching (Twidale, 1990), que podrían corresponder con este periodo de mayor humedad relativa, o bien con momentos anteriores del Paleógeno.

El segundo arrasamiento (SE2) genera planicies en la Cordillera Ibérica y el *pediment* del Sistema Central que conecta con el glacis G2 (Figs. 3 y 5), actualmente conservado en los depósitos de piedemonte de la Sierra de Alto Rey. Estos depósitos de piedemonte se disponen colgados respecto a la unidad ocre, que entierra a los sedimentos del yacimiento de Arbancón (Vallesiense superior- Turolense medio). Según esta cronología, tanto la unidad de Arbancón como la unidad ocre se situarían en la Unidad Superior, de cronología Vallesiense superior-Turolense superior (Alonso-Zarza *et al.*, 2004, Montes *et al.*, 2006), por lo que los depósitos del nivel G2, más antiguos, pueden correlacionarse con la Unidad Intermedia (Aragoniense medio-Vallesiense inferior). En este sentido, conviene señalar que planos de erosión equivalentes, desarrollados en la Cordillera Ibérica septentrional, han sido correlacionados con unidades sedimentarias del Astaraciense superior y asociadas a condiciones relativas de aridez acusada (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), indicando que la superficie aquí descrita podría ser correlativa a la subunidad Intermedia II, que finaliza en el Aragoniense superior

hace ~12,2 Ma (Montes *et al.*, 2006). Las morfologías del nivel SE2-G2 están frecuentemente afectadas por procesos de deformación, provocando las antiformal y sinformales de dirección NO-SE (parameras del Alto Henares) y las fuertes inclinaciones que el nivel SE2-G2 muestra en contacto con la Sierra de Alto Rey. Estos rasgos indican que el nivel SE2-G2 fue afectado por procesos tectónicos significativos, posiblemente debidos a la fase de reactivación de la Etapa Guadarrama señalada para el Aragoniense superior (Calvo *et al.*, 1991).

La génesis del tercer nivel, o arrasamiento SE3, presenta relaciones geométricas con los cuerpos sedimentarios del Turolense superior, ya sea en el Sistema Central (zona de Tamajón, Figs. 3 y 5), o en la Cordillera Ibérica (zona de Algora, Figs. 2 y 4). Sin embargo, también han sido identificados planos erosivos del nivel SE3 sobre los depósitos ocreos del Turolense superior (Sierra de Alto Rey), y se ha constatado que la superficie actual del arrasamiento enlaza con un glacis (G3), cuyos depósitos de piedemonte yacen discordantes sobre dicha unidad ocre. Estas relaciones geomorfológicas sugieren que, aunque la elaboración de la superficie SE3 estaría relacionada con los depósitos de la Unidad Superior (Vallesiense superior-Turolense superior) y delimitada por la Etapa Torrelaguna y la Fase Iberomanchega I, su morfología final se debe a un evento posterior, erosivo sobre dichos depósitos y correlativo a los sedimentos de piedemonte que forman el glacis G3. Este evento tendría una cronología Turolense superior-Rusciniense, y podría estar relacionada con los procesos que formaron la Superficie Poligénica del Páramo (Pérez-González, 1979). Durante el Turolense superior se evidencia un dilatado periodo de acentuada aridez relativa (Calvo *et al.*, 1993); no así durante el Rusciniense, cuando se producen eventos más húmedos, que favorecerían los fuertes procesos de iluviación y alteración observados en los suelos de este glacis (Gallardo *et al.*, 1987; Pérez-González y Gallardo, 1987), o los procesos de karstificación sucedidos durante la elaboración de la Superficie Poligénica del Páramo. En la superficie de erosión SE3 también se observan puntualmente procesos de deformación, menos patentes que en el caso del nivel SE2.

El último nivel descrito (SE4-G4), se asocia a formas erosivas y glacis previos al desarrollo de la secuencia de terrazas fluviales (Figs. 2, 3 y 4). Esto la sitúa con posterioridad a la Superficie Poligénica del Páramo y anterior al encajamiento fluvial, en relación con la sedimentación de los depósitos de piedemonte de la Raña atribuidos al Villafranquiense medio y quizás relacionados con la inestabilidad causada por la Fase Iberomanchega II (Pérez-González y Gallardo, 1987). En la zona estudiada, no han sido descritas morfologías de deformación afectando a esta superficie, posiblemente debido a la escasa conservación que presenta en la actualidad.

Conclusiones

En las parameras y *pediments* de la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central se articulan cuatro niveles morfológicos escalonados (Figs.

2, 3, 4 y 5), correspondientes a superficies de erosión relacionadas con la sedimentación de las unidades cenozoicas de la Cuenca de Madrid, entre el Oligoceno y el Plioceno. Estos arrasamientos se encajan en niveles más antiguos (Fig. 7), observados en los materiales metamórficos de la Sierra meridional de Ayllón y la Sierra de Alto Rey (Sistema Central).

El desarrollo de estas cuatro superficies se ha relacionado con otros tantos niveles de glacis conservados en los piedemontes del Sistema Central, los cuales presentan rasgos diferenciadores desde el punto de vista morfológico, edáfico y mineralógico. Estas relaciones y las observadas en el borde de la Cordillera Ibérica, han permitido establecer una correlación entre los arrasamientos y las unidades neógenas de la Cuenca cenozoica de Madrid. El segundo nivel, o SE2, es correlativo a la Unidad Intermedia, posiblemente subunidad Intermedia II, y se encuentra afectada por deformaciones notables, que en la Cordillera Ibérica han sido descritas con dirección NO-SE (dirección Guadarrama). La formación del tercer nivel (SE3), está relacionada con la sedimentación de la Unidad Superior, aunque su actual morfología preservada se debe a procesos posteriores, desarrollados durante el Turolense superior-Rusciniense, y que serían equivalentes al desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo en el centro de la cuenca. El nivel más reciente ha sido asociado con la Raña de la Sierra meridional de Ayllón, de edad Villafranquiense medio, en la cual se encaja la secuencia de terrazas fluviales de la cuencas altas y medias de los ríos Henares y Jarama.

El estudio del arrasamiento más antiguo en esta zona (SE1), sólo permite precisar que es anterior al Aragoniense superior, aunque podría estar relacionado con los sedimentos sintectónicos del Oligoceno y climas más húmedos que las anteriores superficies, formadas bajo climas de aridez relativa.

Referencias

- Adell, F., González, F., Tena-Dávila, M., González, M., La Moneda, E. y Rodríguez, A. (1981a): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 461 (Sigüenza)*. IGME, Madrid, 57 p.
- Adell, F., Bascones, L., González, F., Martínez, F., Tena-Dávila, M., La Moneda, E. y Rodríguez, A. (1981b): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 460 (Hiendelaencina)*. IGME, Madrid, 47 p.
- Aguirre, E., Díaz-Molina, M. y Pérez González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29.
- Alcalá del Olmo, L., Guerra Delgado, A. y Jiménez Ballesta, R. (1993): Aplicación de diversos índices edáficos en el estudio de la evolución y alteración de los suelos desarrollados sobre la formación de la Raña. En: *La Raña en España y Portugal* (A. Pinilla, coord.). Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 127-138.
- Aleixandre, T. y Pinilla, A. (1993): Aspectos mineralógicos y granulométricos de suelos desarrollados sobre la raña de Guadalajara. En: *La Raña en España y Portugal* (A. Pinilla, coord.). Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 261-272.



- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2002): Tajo Basin. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 315-320.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Soc. Geol. España, IGME, Madrid, 556-561.
- Amato, A. y Cinque, A. (1999): Erosional land surfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonics implications. *Tectonophysics*, 315: 251-267.
- Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. (2007): Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88: 226-241.
- Benito, A., Pérez-González, A. y Santonja, M. (1998a): Evolución geomorfológica de la región del Alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez y F. Salvador, eds). Barcelona, 347-356.
- Benito, A., Pérez-González, A. y Santonja, M. (1998b): Terrazas rocosas, aluviales y travertínicas del valle alto del río Henares (Guadalajara, España). *Geogaceta*, 24: 55-58.
- Biro, P. y Solé, L. (1954): Investigación sobre la morfología de la Cordillera Central Española. Instituto Juan Sebastián Elcano, 87: 17-26, 45-49.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001): *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, UK, Oxford. 274 p.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, E., Pérez-García, A., Pérez-González, A., Portero, J.M., Robles, F., Santiteban, C., Torres, T., Van del Muelen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and palaeoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 3-4, 29-40.
- Calvo, J.P., de Vicente, G. y Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 55-58.
- Capote, R., de Vicente, G. y González-Casado, M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.
- Casas-Sainz, A.M. y Cortés-Gracia, A.L. (2002): Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44: 19-46.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A. (2007): Cenozoic thick-shinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335-381.
- Gallardo, J., Pérez-González, A. y Benayas, J. (1987): Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas Pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, 27-39.
- Garzón, M.G., Pedraza, J. y Ubanell, A.G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76 (2): 475-496.
- Gladfelter, B.G. (1971): *Meseta and Campiña landforms in central Spain*. The University of Chicago, Department of Geography, R.P., 130 p.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Leranoz, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 135-142.
- Gutiérrez-Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997): Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). In: Widdowson, M., (Ed). *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. *Geological Society Publication*, 120: 147-158.
- Hernaiz, P.P., López, F., Cabra, P., Solé, J., Escuder, J., Valverde, P., Bea, F. y Gálvez, C. (2005): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 459 (Tamajón)*. IGME, Madrid, 161 p.
- López Olmedo, F., Díaz de Neira, A., Martín Serrano, A., Calvo, J.P., Morales, J., y Peláez-Campomanes, P. (2004): Unidades estratigráficas en el registro sedimentario neógeno del sector occidental de la Cuenca de Madrid. *Revista Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2): 87-101.
- Lozano Tena, M.V., Peña Monné, J.L. (2010): Las superficies de erosión de la Sierra de Albarracín en el contexto general de la Cordillera Ibérica centrooriental. En: *Las formas del relieve de la Sierra de Albarracín* (J.L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre, M.V. Lozano Tena, Coords). Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín. Colección Estudios, 7: 61-89.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (coord) (2004): Zona Centroibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Soc. Geol. España, IGME, Madrid, 68-128.
- Molina Ballesteros, E., García Talegón, J. y Vicente Hernández, M.A. (1997): Palaeoweathering profiles developed upon the Iberian Hercynian Basement: Their relationship to the oldest Tertiary surface in Central and Western Spain. In: Tertiary and Pre-Tertiary Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Environmental Implications. M. Widdowson (Ed.), *Geological Society of London, Special Publication*, 120: 175-185.
- Montes, M., Beaumud, B., Garcés, M. y Calvo, J.P. (2006): Magnetoestratigrafía de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 281-298.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., Yetano, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC, 149 p.
- Pérez-González, A. (1979): El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9: 23-36.
- Pérez-González, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ediciones de la Universidad Complutense, Madrid, 788 p.
- Pérez-González, A. y Gallardo, J. (1987): La Raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2: 29-32.
- Pérez-González, A., Gallardo, J. y Portero, J.M. (1990): *Mapa geomorfológico*. En: *Mapa Geológico de España, E 1:50.000 Hoja nº 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. IGME, Madrid, 62-64.
- Pérez-González, A., Santonja, M., Gallardo, J.; Aleixandre, T., Sesé, C., Soto, E., Mora, R. y Villa, P. (1997): Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambrona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del Polje de Conquezuela (Soria). *Geogaceta*, 21: 175-178.
- Pérez-González, A. (1994): Depresión del Tajo. In: M.

- Gutiérrez Elorza (Editor), *Geomorfología de España*. Rueda, Alcorcón, 389-436.
- Portero, J.M., Aznar, J.M., Pérez-González, A. y González, F. (1990): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. IGME, Madrid, 84 p.
- Portero, J.M., Pérez-González, A., Aznar, J.M. y Díaz, M. (1991): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 486 (Jadraque)*. IGME, Madrid, 77 p.
- Portero, J.M. y Pérez-González, A. (1991): Mapa geomorfológico. En: *Mapa Geológico de España, E 1:50.000 Hoja nº 486 (Jadraque)*. IGME, Madrid, 59-62.
- Ríos, L.M., Baretino, D., Racero, A. y Galera, J.M. (2002): *Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 487 (Ledanca)*. IGME, Madrid, 78 p.
- Sánchez, F., de Vicente, G. y González, J.M. (1993b): Cortes compensados para la deformación principal en el borde sur oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 7-14.
- Sánchez, F., González, J.M. y de Vicente, G. (1993a): Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, 104: 3-12.
- Schwenzner, J. (1937): La región montañosa central de la meseta española. Resumen de la obra: *Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes*. Geographische Abhandlungen. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 41: 121-147.
- Silva, P.G. y Ortiz, I. (2002): Mapa geomorfológico. En: *Mapa Geológico de España, E 1:50.000 Hoja nº 487 (Ledanca)*. IGME, Madrid, 62-67.
- Summerfield, M.A. (1991): *Global Geomorphology*. Longman, Essex, UK. 537 pp.
- Twidale, C.R. (1990): The origin and implications of some erosional landforms. *Journal of Geology*, 98: 343-364.
- Vazquez Hoehne, A. (2002): Reinterpretación morfogénica del modelo de escalonamiento cíclico del relieve en la paramera de Sigüenza. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*, A. Pérez-González, J. Veggas y M. Machado (eds). IGME, Serie Geológica, 1: 499-504.
- Vicente, M.A., Molina, E., Espejo, R. y Pardo, E. (1993): Caracterización de tres frentes de alteración que afectan a otros tantos materiales bajo la raña de Hiendelaencia. En: *La Raña en España y Portugal* (A. Pinilla, coord.). Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid, 139-148.

Manuscrito recibido el 22 de marzo de 2011

Aceptado el manuscrito revisado el 25 de abril de 2011