



**Datación de dos terrazas rocosas del valle del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España) mediante los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al**

*Exposure ages of two rock terraces of the Lozoya River
(Central Spain) from cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al .*

Karampaglidis, T.⁽¹⁾; Benito-Calvo, A.⁽²⁾; Rodés, A.⁽³⁾;
Pérez-González, A.⁽²⁾; Miguens-Rodríguez, L.⁽²⁾

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense,
Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain.

(2) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3.
09002, Burgos, Spain.

(3) CIAF, Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, G75 0QF, United Kingdom.

Resumen

La cuenca de drenaje del Río Lozoya (Comunidad de Madrid) es una depresión tectónica ubicada en la parte oriental del Sistema Central Español. Esta área está caracterizada por una litología muy heterogénea y una historia estructural muy compleja. Durante el Cuaternario, en este sector, se generó una extensa secuencia de terrazas rocosas que demuestra la enrevesada evolución de relieve en la cuenca del Río Lozoya. La ausencia de depósitos sedimentarios hace muy difícil obtener información numérica a partir de este tipo de morfologías. Para poder superar esta problemática se ha empleado el método de datación por exposición de una superficie erosiva por isótopos cosmogénicos mediante una modelización inversa de chi-cuadrado para ajustar los valores medidos de ^{10}Be y ^{26}Al en modelos de perfiles de profundidad en dos niveles de la secuencia regional de terrazas rocosas: TE15 (+62-64m) y TE17 (+42-46m). En ambos casos, los ratios de concentración $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ en las muestras medidas es muy parecido al ratio de producción superficial (~6,75), lo que indica una constante exposición. Usando la modelización inversa, se han calculado edades mínimas de >232 ka y ratios de erosión 18-19 mm/ka para TE15 y >140 ka y 7-8 mm/ka para TE17.

Palabras clave: Terrazas rocosas; núclidos cosmogénicos; Río Lozoya; Sistema Central Español.



Abstract

The Lozoya River watershed (Community of Madrid) is a tectonic depression (pop-down) located at the eastern sector of the Spanish Central System. This area is characterized by lithological heterogeneity and a complex structural history. In this sector, we identified an extensive sequence of Quaternary rock terraces which demonstrates a complex landscape evolution of the Lozoya River. The absence of sedimentary deposits makes difficult to get numerical chronological data from these landforms. Thus, we based the proposed chronology on exposure ages obtained from ^{10}Be - ^{26}Al depth profiles from two rock terraces: TE14 (+70-74 m) and TE17 (+42-46 m). In both cases, $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratios are similar to the surface production rates (~ 6.75), which indicates a constant exposure. Using inverse modeling, we calculated exposure ages of >232 ka (minimum age) and erosion rates of 18-19 mm/ka for TE15, and ages >140 ka (minimum age) and erosion rates of 7-8 mm/ka for TE17.

Key words: Rock terraces; cosmogenic nuclides; Lozoya River; Spanish Central System.

1. Introducción

En las últimas décadas, la parte oriental del Sistema Central Español donde se encuentra la cuenca de drenaje del Río Lozoya (Figura 1), ha sido objeto de numerosos estudios geomorfológicos sobre las superficies de erosión, su evolución Neógena y el establecimiento posterior de la red fluvial cuaternaria (Schwenzer, 1937; Penck, 1954; Birot y Solé Sabarís, 1954; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández García, 1987; Karampaglidis et al., 2011). El presente estudio está enfocado al análisis de la evolución del Río Lozoya durante el Cuaternario, periodo durante el cual se ha desarrollado una larga secuencia de terrazas fluviales (25 niveles) mayoritariamente de carácter erosivo (Karampaglidis et al., 2011). Establecer la cronología de esta secuencia es una tarea compleja debido a la ausencia de depósitos sedimentarios. Por ello, en este trabajo hemos aplicado la técnica de datación por isótopos cosmogénicos, la cual permite estimar la edad de exposición de una superficie erosiva, como son las terrazas rocosas (Gosse and Phillips, 2001). De este modo, en este estudio se presentan los primeros datos numéricos de la edad mínima de exposición de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al .

2. Contexto geológico

2.1. Evolución geodinámica regional

La zona de trabajo comprende la parte oriental del Sistema Central Español, la Zona Centrobérica correspondiente al Dominio del complejo Esquisto-Grauváquico, entre el Dominio Oriental o Complejo de Somosierra-Ayllón y Dominio Central o Complejo de Guadarrama, y los enlaces con las cuencas cenozoicas intracratónicas del Duero y el Tajo (Figura 1).

Los materiales que se reconocen en la cuenca de drenaje del Río Lozoya, corresponden en su mayoría a rocas metamórficas y plutónicas del zócalo varisco del Sistema Central, aunque también se reconocen junto a materiales Mesozoicos, Terciarios y Cuaternarios (Figura 1). El Dominio Central se caracteriza por un metamorfismo regional en condiciones de grado medio-alto, con pliegues sin ninguna vergencia definida formados durante la orogénesis varisca y la presencia de granitoides variscos. El Dominio Oriental se caracteriza por un extenso metamorfismo de grado bajo-medio y plegamientos sin ninguna dirección definida, la presencia de metasedimentos pérmicos y la ausencia de rocas plutónicas variscas en superficie (Capote et al. 1975; Pascual, 2013). El Mesozoico en este sector se encuentra mayoritariamente compuesto por

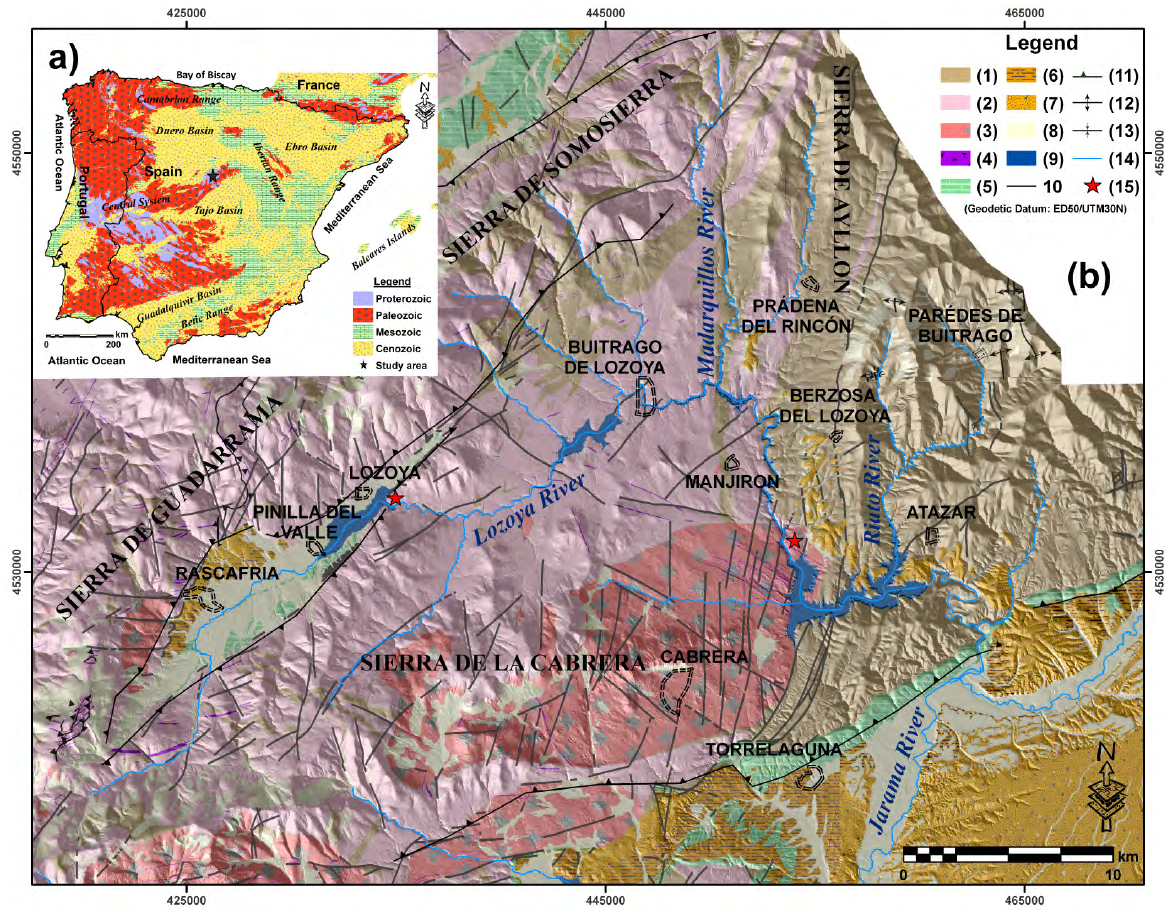


Figura 1. Mapa geológico simplificado del Valle del Río Lozoya. Modificado a partir de Bellido et al. (1991); Arenas Martín et al. (1991), Aznar Aguilera et al. (1995), Azor et al. (1991). Leyenda: (1) Paleozoico (paraneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (2) Ordovícico (ortoneises y leukoneises), (3) Varisco (granitos y adamelitas), (4) Pérmico (rocas filonianas), (5) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (6) Paleógeno (conglomerados y arenas), (7) Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (8) Cuaternario (gravas, arenas, arenas arcillosas, limos y arcillas), (9) Embalses, (10) Fallas, (11) Cabalgamientos, (12) Anticlinal, (13) Sinclinal, (14) Red y (15) Zonas de muestreo.

Figure 1. Simplified geologic map of the Lozoya River Valley. Modified from Bellido et al. (1991); Arenas Martín et al. (1991), Aznar Aguilera et al. (1995), Azor et al. (1991). Legend: (1) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (2) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (3) Variscan (granite and adamellite), (4) Permian (hypabyssal rocks), (5) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (6) Paleogene (conglomerates and sands), (7) Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (8) Quaternary (gravels, sands, silts and clays), (9) Reservoir, (10) Faults, (11) Thrusts, (12) Anticline, (13) Syncline, (14) Hydrographic net and (15) Sampling area.

sedimentos triásicos de origen terrígeno y sucesiones sedimentarias cretácicas de margen costero, producidos por grandes cambios eustáticos y de subsidencia regional. Los sedimentos Mesozoicos afloran en la depresión tectónica del Río Lozoya y en las márgenes del Sistema Central con las cuencas cenozoicas (Portero y Olivé, 1983; Gil et al., 2010).

Estos sedimentos están afectados por la actividad tectónica Alpina (De Bruijne, 2001; De Vicente et al., 2007). Durante el Cenozoico, se produjo el levantamiento *pop-up* que dio lugar a la cadena montañosa de dirección NE-SO que separa las dos cuencas cenozoicas, la del Duero al Norte y la de Madrid al Sur. La sedimentación Terciaria empieza con

la secuencia finicretácica-Paleógena generada en un contexto geodinámico compresivo. Las facies Paleógenas presentan grandes discontinuidades y gran variedad de materiales. La secuencia Paleógena está compuesta por lutitas, yesos y conglomerados. Cuando en el Eoceno-Oligoceno el registro tectosedimentario muestra un cambio paleogeográfico a un modelo sedimentario diferente, fundamentalmente continental (Portero y Olivé, 1983; Portero y Aznar, 1984; De Vicente et al., 2007). Los depósitos neógenos en este sector se encuentran en discordancia sobre materiales de diferente edad y litología. Están compuestos por bloques y cantos de rocas de origen metamórfico e ígneo, lutitas y arcillas rojas. La actividad Neógena aparece concentrada en el Mioceno inferior, aunque se registran pulsos importantes entre el Mioceno superior-Plioceno (De Vicente et al., 2007). Los depósitos Cuaternarios están constituidos por elementos fluviales (Bellido et al., 1991; Karampaglidis et al., 2014), glaciares (Carrasco y Pedraza 1995, Carrasco 1999, Pedraza y Carrasco, 2005, mantos coluviales-solifluidales (Pedraza, 1994; Pedraza y Carrasco, 2005) y depósitos asociados a sistemas endokársticos (Torres, 1974; Torres et al., 2005; Pérez-González et al., 2010).

2.2. El modelado Cuaternario fluvial en la cuenca de drenaje del Río Lozoya

Esta cuenca de drenaje está dominada principalmente por formas erosivas, por lo que se conservan pocos depósitos Cuaternarios que informen sobre la formación del valle a lo largo del Cuaternario. No obstante, el estudio de la cuenca del Lozoya a través de una cartografía basada en modelos topográficos de gran detalle ha permitido identificar y definir una secuencia compleja de terrazas rocosas, equiparable a los sistemas de terrazas descritos en la red de drenaje de la cuenca Neógena (Ríos Jarama, Henares, Manzanares y Tajo) (Pérez-González, 1994). En total se han descrito un total de 24 niveles de terrazas ro-

cosas, labradas sobre el sustrato Paleozoico, que evidencian la alta sensibilidad de esta cuenca frente a los procesos climáticos y/o tectónicos acaecidos durante el Cuaternario. La secuencia Cuaternaria del Río Lozoya se ha relacionado con los valles fluviales de la cuenca Neógena de Madrid a través de la secuencia de terrazas del Río Jarama (Karampaglidis et al., 2011; Karampaglidis et al., 2014).

3. Metodología

3.1. Análisis geomorfológico

El análisis y la identificación de la secuencia fluvial del Río Lozoya se han realizado mediante una cartografía geomorfológica de detalle. Para elaborar esta cartografía se han combinado distintas fuentes de información geográfica (Karampaglidis et al., 2011; Karampaglidis et al., 2014) que nos han permitido delimitar con buena precisión las terrazas rocosas TE15 (+62-64m) y TE17 (+42-46m) y su correlación con los niveles aluviales de las terrazas del valle del río Jarama. Las terrazas rocosas seleccionadas fueron posteriormente muestreadas, con objeto de datar su edad mínima de exposición a partir de su formación mediante isótopos cosmogénicos (Figura 2).

3.2. Datación mediante núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al

La datación por exposición de una superficie erosiva por isótopos cosmogénicos depende de la concentración inicial de los núclidos cosmogénicos (^{10}Be y ^{26}Al), el ratio de la erosión superficial y el tiempo de la exposición (Gosse and Phillips, 2001). Para poder modelizar estos parámetros se ha usado una modelización inversa de chi-cuadrado para ajustar los valores medidos de ^{10}Be y ^{26}Al en modelos de perfiles de profundidad (Siame et al., 2004; Braucher et al., 2009; Rodés et al., 2011; Balco et al., 2013; Rodés et al., 2013). Sin embargo, hay que indicar que cuando se estudian

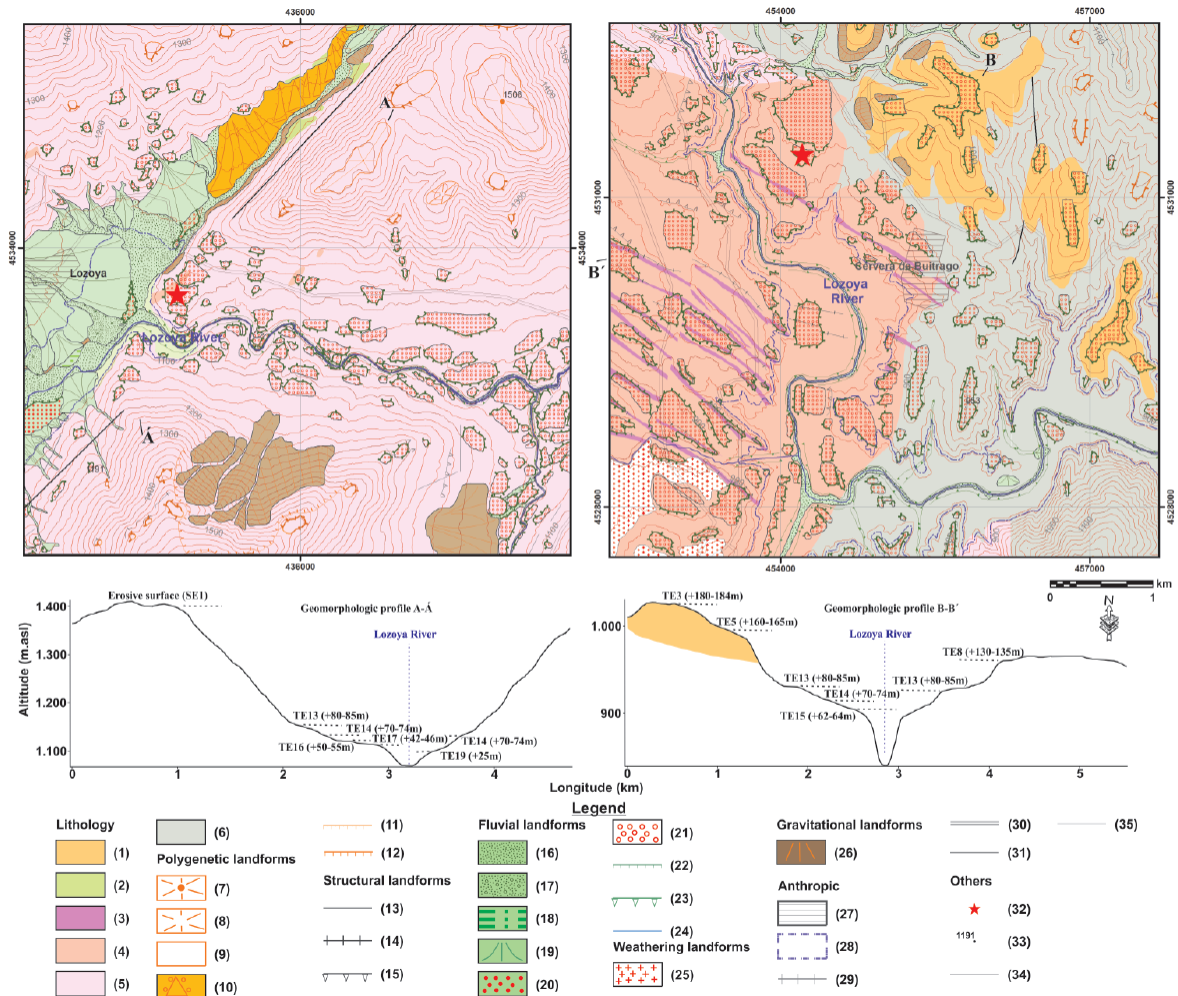


Figura 2. Mapa geomorfológico en las zonas de muestreo. Leyenda: (1) Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Pérmico (rocas filonianas), (4) Pérmico (granitos y adamelitas), (5) Ordovícico (ortogneises y leucogneises), (6) Paleozoico (paragneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (7) Relieve residual, tipo Monadnock, (8) Cerro alomado, (9) Rellano, (10) Glacis Coluvial, (11) Reborde poligénico, (12) Cabecera, (13) Falla, (14) Resalte, (15) Escarpe estructural, (16) Fondo de valle, (17) Fondo de valle torrencial, (18) Llanura aluvial, (19) Abanico aluvial, (20) Terraza con depósito, (21) Terraza erosiva, (22) Reborde fluvial, (23) Escarpe fluvial, (24) Red de drenaje, (25) Arenización, (26) Coluvión, (27) Municipios, (28) Embalse, (29) Ferrocarril, (30) Carretera, (31) Autopista, (32) Zonas de muestreo, (33) Cota altimétrica en msnm, (34) Curvas de nivel maestras (equidistancia 100 m), (35) Curvas de nivel intermedias (equidistancia 20 m).

Figure 2. Geomorphologic map. Legend: (1) Neogene (Boulders, boulders, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Permian (hypabyssal rocks), (4) Permian (granites and adamellites), (5) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (6) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (7) Residual relief, Monadnock, (8) Conical hill, (9) Polygenic erosive bed plane, (10) Colluvial pediment, (11) Polygenetic scarp, (12) Erosion headward watershade, (13) Fault, (14) Mark, (15) Structural scarp, (16) Fluvial floor valley, (17) Torrential fluvial deposit, (18) Floodplain, (19) Alluvial fan, (20) Fluvial terrace with deposit, (21) Rock terrace, (22) Fluvial scarp, (23) Fluvial scarp, (24) Drainage network, (25) Granite high weathering zone, (26) Colluvium, (27) Urban area, (28) Reservoir, (29) Railroad, (30) Roads, (31) Highway, (32) Sampling areas, (33) Elevation (m a.s.l.), (34) Index contour line (100 m), (35) Intermediate contour line (20 m).

superficies muy antiguas en comparación con los tiempos de vida media, o estas mismas están afectadas por procesos de elevados ratios de erosión superficial, la edad otorgada es imprecisa (Siame et al., 2004). Además, las edades calculadas mediante modelos de exposición a lo largo de perfiles de profundidad muestreados por debajo de la superficie actual pueden ser sensibles a los cambios de variación de densidad (Rodés et al., 2013) o por sus ratios de producción por resultado por espalación o muones (Braucher et al., 2011).

3.2.1. Modelo de exposición superficial

Asumiendo que la concentración inicial por núclidos cosmogénicos es cero o desestimable (no existe herencia), y los ratios de producción y las tasas de erosión son constantes, la concentración C por núclidos cosmogénicos acumulados a una profundidad x (g/m^2), medida desde la superficie erosiva, que ha sido erosionada en un ratio constante ϵ (g/cm^2a) desde su formación hace t (años), ha sido descrita por Lal (1991) mediante la siguiente formula:

$$C(x, \epsilon, t) = \frac{P_{neut} e^{(-x\rho/\Lambda_{neut})}}{\frac{\epsilon\rho}{\Lambda_{neut}} + \lambda} [1 - e^{-t(\epsilon\rho/\Lambda_{neut} + \lambda)}] + \frac{P_{stop} e^{(-x\rho/\Lambda_{stop})}}{\frac{\epsilon\rho}{\Lambda_{stop}} + \lambda} [1 - e^{-t(\epsilon\rho/\Lambda_{stop} + \lambda)}] + \frac{P_{fast} e^{(-x\rho/\Lambda_{fast})}}{\frac{\epsilon\rho}{\Lambda_{fast}} + \lambda} [1 - e^{-t(\epsilon\rho/\Lambda_{fast} + \lambda)}] \quad (1)$$

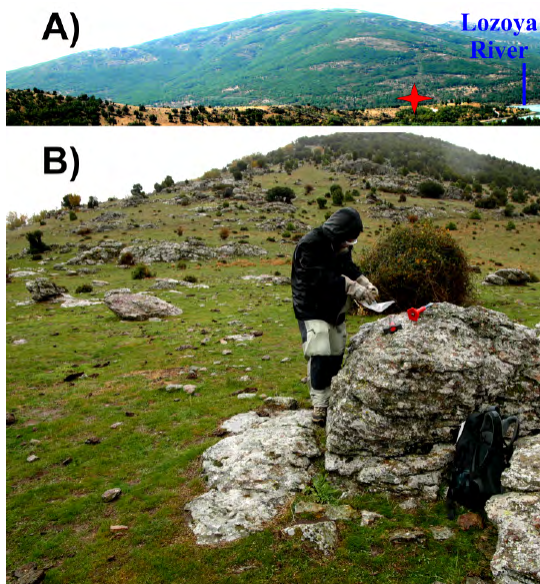


Figura 3. A) Vista panorámica de la terraza rocosa TE17 (+42-46m), aguas abajo de la Presa de Pinilla. B) Imagen de los gneises paleozoicos donde se ha realizado el muestreo de la terraza rocosa TE17 (+42-46m) en la zona aguas abajo de la Presa de Pinilla.

Figure 3. A) Panoramic view of the bed rock terrace TE17 (+42-46m). Pinilla del Valle Dam area. B) Detailed view of the sampling area in Paleozoic gneiss of the bed rock terrace TE17 (+42-46m). Pinilla del Valle Dam area.



Figura 4. A) Vista panorámica de la terraza rocosa TE15 (+62-64m). B) Imagen de los granitos paleozoicos donde se ha realizado el muestreo de la terraza rocosa TE15 (+62-64m), aguas abajo de la Presa del Atazar en la zona del Embalse del Atazar.

Figure 4. A) Panoramic view of the bed rock terrace TE15 (+62-64m). B) Detailed view of the sampling area in Paleozoic granites of the bed rock terrace TE15 (+62-64m). Atazar Dam area.

donde P_{neut} , P_{stop} y P_{fast} son los ratios de producción respectivamente para neutrones, muones lentos y rápidos, ρ es la densidad de material, ϵ es el ratio de erosión, t el tiempo, y Λ_{neut} , Λ_{stop} y Λ_{fast} son las longitudes de atenuación para los neutrones, muones lentos y rápidos correspondientemente. La contribución de los muones se ha modelizado según Braucher et al. (2011).

3.2.2. Muestreo y tratamiento de aislamiento desde el cuarzo de los núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al y su medición mediante el Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS)

El muestreo se ha realizado en las terrazas mejor conservadas y menos afectadas por procesos de erosión y meteorización (Figu-

ras 3 y 4). En las dos zonas seleccionadas, se buscaron superficies verticales en cortes artificiales de carretera para poder recoger muestras de profundidad. Las densidades se midieron en el laboratorio. El aislamiento del cuarzo se ha realizado en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Las rocas de las superficies de las terrazas erosivas (Valle del Lozoya) se trituraron intentando ajustar el tamaño final de grano entre la fracción de 500 micras y 250 micras. El siguiente paso consiste en separar los minerales magnéticos de los no magnéticos y poder seleccionar estos últimos. Después, las muestras se sumergieron en ácido hidroclicórico y ácido hexafluorosilícico durante seis días. Los granos de cuarzo conservados al final del proceso se limpiaron usando disoluciones del ácido hidrofúrico para poder remover

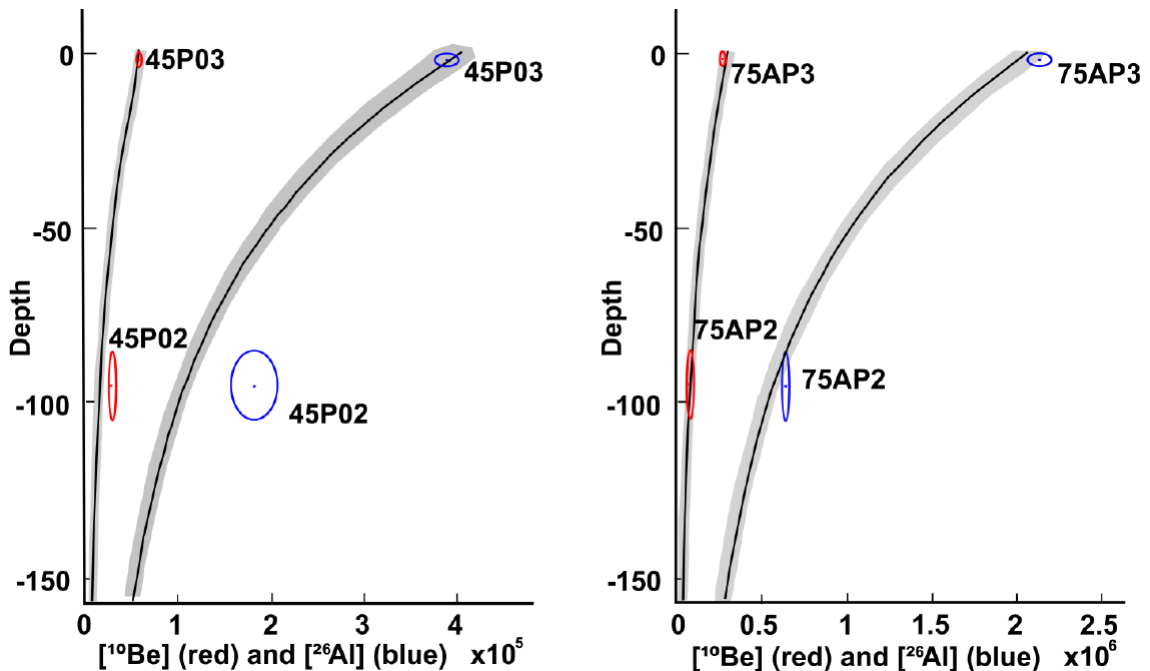


Figura 5. Perfiles de concentración de ^{10}Be y ^{26}Al en profundidad. Las elipses representan las incertidumbres de concentración y de la profundidad a la que fueron tomadas las muestras. Los modelos que mejor se ajustan a los datos están representados por líneas negras, y los modelos que se ajustan a los datos con niveles de confianza de 1 sigma están representados por líneas grises.

Figure 5. ^{10}Be and ^{26}Al sample concentrations vs. depth. Error ellipses include concentration and depth uncertainties. Best fit of exposure models are depicted by black lines. Models that fit the measured dataset within 1 sigma confidence level are depicted by grey lines.

al completo el ^{10}Be atmosférico (Brown et al., 1992; Kohl y Nishiizumi, 1992). Posteriormente, en las instalaciones del Laboratorio GU-SUERC (U.K.), especializado en núclidos cosmogénicos, se disolvieron las muestras en HF y se inyectó una disolución de 150-220 mg de ^9Be . A las muestras no se les añadió ^{27}Al . El tratamiento químico de las muestras y las mediciones de ^{10}Be - ^{26}Al se realizó siguiendo el protocolo existente en el Laboratorio GU-SUERC, descrito detalladamente en los trabajos de Wilson et al. (2008) y Ballantyne et al. (2009). Las concentraciones de Al inherente en el cuarzo se midieron utilizando el ICP-OES del Laboratorio SUERC. Los ratios de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ y $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ se han medido en el Acelerador de Masas de 5MV NEC PELLETRON bajo el protocolo de las propias instalaciones. Los estándares de $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ y de $^{26}\text{Al}/\text{Al}$ para poder estimar las concentraciones para el $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ son el NIST SRM4325 ($2,79 \cdot 10^{-11}$), y para el $^{26}\text{Al}/\text{Al}$ es el Purdue Z92-0222 ($4,11 \cdot 10^{-11}$).

4. Resultados y discusión

La primera zona está ubicada en el sector del Atazar, en la terraza TE15 (+62-64m, 0,042 km², muestras 75AP02 y 75AP03), que se desarrolla sobre rocas graníticas del Pérmico. La correlación de esta terraza rocosa con los niveles equivalentes situados en el valle del Jarama sugiere una edad aproximada del Pleistoceno inferior (Pérez-González, 1994; Karampaglidis et al., 2011). Las superficies graníticas de estas terrazas están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización. Durante el muestreo se intentaron evitar estas zonas, recogiendo las muestras en los puntos mejor conservados (Karampaglidis et al., 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad (Figura 5) se encuentran dentro de las edades >232 ka, con tasas de erosión entre 18 y 19 mm/ka. El mejor ajuste se localiza en las zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 19 mm/ka). Respecto a la segunda zona de muestreo, se escogió el área situada aguas abajo de la Presa de Pinilla, en la terraza TE17 (+42-

46m, 0,055 km², muestras 45P02 y 45P03), que se desarrolla sobre rocas metamórficas Paleozoicas (ortoneises y leucones). El nivel equiparable a este nivel de terraza en el valle del Río se sitúa alrededor del Pleistoceno medio (Pérez-González, 1994; Karampaglidis et al., 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad que se han obtenido muestran >140 ka, con tasas de erosión entre 7 y 9 mm/ka, y su mejor ajuste se localiza en las zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 9 mm/ka). Las concentraciones de ambos perfiles muestran ratios $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ parecidos al ratio de producción, lo que sugiere modelos de exposición simples (sin largos periodos de enterramiento). De este modo, los datos obtenidos en este trabajo indican que las terrazas muestreadas son superficies antiguas (TE15 >235ka y TE17 >140ka) y que están siendo erosionadas a una velocidad relativamente alta para superficies rocosas. Además, según los datos obtenidos, los granitos parecen presentar unas tasas de erosión más altas que los de gneises, estimadas en casi el doble.

5. Conclusiones

En este trabajo se presentan los primeros datos numéricos por las terrazas rocosas ubicadas en el valle intramontano del río Lozoya que nos permiten cuantificar los procesos geomorfológicos durante la evolución Cuaternaria del sistema fluvial regional. Las cronologías obtenidas mediante isótopos cosmogénicos arrojan edades mínimas de >235ka para la terraza TE15 (+62-64m), y de >140ka para la terraza TE17 (+42-46m), al mismo tiempo que sugieren altas tasas de erosión (19-9 mm/ka) en los planos erosivos de las terrazas. Estos resultados sugieren que la datación de antiguas superficies de exposición por isótopos cosmogénicos es una técnica prometedora para comprender la historia evolutiva de una región, permitiendo estimar edades mínimas de formas de relieve sin apenas depósitos y cuantificar sus tasas de erosión y degradación.

Agradecimientos

Los autores agradecen a María Miguens-Rodríguez (GU-SUERC) por su ayuda durante la preparación química de las muestras y Sheng Xu (SUERC) para las mediciones de ^{10}Be - ^{26}Al mediante el Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS). El presente estudio ha sido financiado mediante el programa de Ayudas a Jóvenes Excelentes (2010 y 2011) de la Caja de Burgos, y mediante el Programa de Movilidad de Personal Investigador, modalidad A (2011), del Banco Santander.

Bibliografía

- Arenas Martín, R. Fúster, J.M. Martínez, J., Del Olmo, A y Villaseca. E., (1991). Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Segovia (483). IGME. Madrid.
- Aznar Aguilera, J.M., Pérez-González, A. y Portero García, J.M., (1995). Mapa Geológico de España a E. 1:50,000, Valdepeñas de la Sierra (485). IGME, Madrid.
- Azor, A., Casquet, C., Martin, L.M., Navidad, M., Del Olmo, A., Peinado Moreno, M., Pineda, A., Villar Alonso, P. and Villaseca, C., (1991). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Prádena (458). IGME, Madrid.
- Balco, G., Soreghan, G.S., Sweet, D.E., Marra, K.R., Bierman, P.R., (2013). Cosmogenic nuclide burial ages for Pleistocene sedimentary ll in Unaweep Canyon, Colorado, USA. *Quat. Geochronol.*, 18, 149-157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.02.002>
- Ballantyne, C. K., Schnabel, C., and Xu, S. (2009). Exposure dating and reinterpretation of coarse debris accumulations (rock glaciers) in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 24(1),19-31. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>
- Bellido, F., Escuder, J., Klein, E. y Del Olmo, A., (1991). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Buitrago de Lozoya (484). IGME: Madrid.
- Biro, P. Ysole Sabaris, L., (1954). *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. Ed. C.S.LC, Inst. «Juan Sebastián Elcano», Madrid, 87 pp.
- Braucher, R., Castillo, P.D., Siame, L., Hidy, A., Bourles, D., (2009). Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quat. Geochronol.*, 4 (1), 56-67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2008.06.001>
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D., (2011). Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 309 (12), 1-9. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.036>
- Brown, R. T., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., Yiou, F. and Kurz, M. D., (1992). Effective attenuation length of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implications for exposure dating. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 369–372. <http://dx.doi.org/10.1029/92GL00266>
- Capote, R., y Fernández Casals, M. J., (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 86 (6), 551-596.
- Carrasco, R.M. y Pedraza, J., (1995). Morfología glaciaria de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. En: *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario* (T. Aleixandre, A. Pérez-González, Ed). Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid, 227-238.
- Carrasco, R.M., (1999). *Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje*. Tesis Doctoral, Universidad de Extremadura (UEX), Cáceres, 246 pp.
- De Bruijne, C.H., (2001). *Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain*. Tesis Doctoral, Free University, Amsterdam.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A. Silva, P.G., Andrienssen, P., Cloetín Gh, S., González-Casado, J. M., Van Wees, J. D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A., (2007). Cenozoic Thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central Symstem. *Global and Planetary Change*, 58, 335-381. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042>
- Fernandez Garcia, P., (1987). *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis doctoral. Universidad de Complutense de Madrid, Madrid, 335 pp.
- Garzón, M. G., (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Credos (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral, Fac. Geología, UCM, Madrid, 325 pp.
- Gil, J., García-Hidalgo, J. F., Segura, M., López Olmedo, F., García, Á., Díaz de Neira, J. A., Montes, M., y Nozal, F., (2010). El Cretácico del Sistema Central (España): Registro estratigráfico

- ico, contexto deposicional y esquema evolutivo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 104 (1-4), 15-36.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.*, 20 (14), 1475-1560. [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Baquedano, E. y Arsuaga, J.L., (2011). Secuencia geomorfológica y reconstrucción del paisaje durante el Cuaternario en el valle del río Lozoya (Sistema Central, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 105 (1-4), 149-162.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A. & Pérez-González, A., (2014). Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*. <http://doi:10.1080/17445647.2014.926103>.
- Kohl, C. P. and Nishiizumi, K., (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3583-3587. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90401-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90401-4)
- Pascual, J. (2013). *Evolución tectonotermal varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Tesis Doctoral, Fac. de C. Geológicas, UCM, Madrid.
- Pedraza, J. De (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Fac. de C. Geológicas, UCM, Madrid, 459 pp.
- Pedraza, J., (1994). El sistema Central Español. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Ed.). Rueda. Madrid, 63-100.
- Pedraza, J. y Carrasco, R.M., (2006). El Glaciarismo Pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13(3), 278-288.
- Penck, W., (1953). *Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology*. Ed. MacMillan and Co., 430 pp. (Primera edición en lengua alemana en 1924).
- Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: *Geomorfología de España* (Gutiérrez Elorza, M., Ed.). Editorial Rueda, Madrid, 389-410.
- Pérez-González, A., Karampaglidis, T., Arsuaga, J. L., Baquedano, E., Báñez, S., Gómez, J. J., Panera, J., Márquez, B., Laplana, C., Mosquera, M., Huguet, R., Sala, P., Arriaza, M. C., Benito, A., Aracil y E., Maldonado, E. (2010). Aproximación geomorfológica a los yacimientos del Pleistoceno Superior del Calvero de la Higuera en el Valle Alto del Lozoya (Sistema Central español, Madrid). En: *Zona Arqueológica 13. Actas de la primera reunión de científicos sobre cubiles de hienas (y otros grandes carnívoros) en los yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica* (E. Baquedano, J. Rossell, Ed.). Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, Madrid.
- Portero, J.M. y Olivé, A., (1983). El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos J.A.* (Comba, Coord. Geología de España, Ed.). Instituto Geológico y Minero de España, volumen 2, 527-534.
- Portero, J. M. y Aznar, J. M., (1984). Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso español de Geología*, Segovia, 3, 253-263.
- Rodés, Á., Pallàs, R., Ortuño, M., García-Melendez, E., Masana, E., (2013). Combining surface exposure dating and burial dating from paired cosmogenic depth profiles. Example of El Límite alluvial fan in Huércal-Overa basin (SE Iberia), *Quaternary Geochronology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.10.002>.
- Rodés, A., Pallàs, R., Braucher, R., Moreno, X., Masana, E., Bourles, D.L., (2011). Effect of density uncertainties in cosmogenic ^{10}Be depth-profiles: dating a cemented Pleistocene alluvial fan (Carboneras Fault, SE Iberia). *Quat. Geochronol.*, 6 (2), 186-194. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2010.10.004>
- Schwenzer, J. E. (1937). Zur Morphologie der zentralen Spanischen Hochländer. *Geogr. Abhandl.* 3.ª ser H.10, Págs 1-128. Stuttgart. Traducido y resumido C. Vidal Box.1943. La morfología de la región montañosa central de la meseta española. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 41, 121-128.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sbrrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F., (2004). Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220 (34), 345-364. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00061-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00061-5)
- Torres, T. (1974). *Estudio de la Cueva del Reguerillo*. Proyecto Fin de Carrera ETSIM, Madrid, 352 pp.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Cobo, R., Puch, C., Julia, R., Grün, R. y Soler, V., (2005). Génesis y edad

- del karst del Cerro de la Oliva y la Cueva del Reguerillo (Torrelaguna, Madrid), Madrid. En: *Agua, minería y medio ambiente: libro homenaje al profesor Rafael Fernández Rubio* (T. Torres, Ed.). IGME, Madrid, 225-242.
- Vera, J.A., (2004). Geología de España. Ed. Sociedad Geologica España, IGME, Madrid.
- Wilson, P., Bentley, M. J., Schnabel, C., Clark, R., and Xu, S. (2008). Stone run (block stream) formation in the Falkland Islands over several cold stages, deduced from cosmogenic isotope (^{10}Be and ^{26}Al) surface exposure dating. *Journal of Quaternary Science*, 23(5), 461-473. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.1156>

