

Condicionantes geomorfológicos y sedimentológicos para la conservación excepcional del bosque subfósil holoceno del valle de Sandria (Campisábalos, Guadalajara)

Geomorphological and sedimentological controls for the exceptional preservation of Holocene subfossil forest of Sandria Valley (Campisábalos, Guadalajara)

M.A. Perucha¹, J. Vegas¹, M. Génova², P. Carrasco³, J.M. Postigo-Mijarra², C. Morla², F. Gómez-Manzanaque², F. Martínez-García² y D. Porras⁴

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. España. ma.perucha@igme.es; j.vegas@igme.es

2 Escuela de Ingeniería de Montes, Forestal y del Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid. España. mar.genova@upm.es; jmpmij@gmail.com; carlos.morla@upm.es; fernando.gmanzanaque@upm.es; felipe.martinez@upm.es

3 Dpto. Ingeniería del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. 05003 Ávila. España. retep81@usal.es

4 Geoland Services SL. Calle Monte Alto 2, 28400 Collado Villalba, Madrid. info@geoland.es

Resumen: En este trabajo se muestran los resultados del estudio geomorfológico, sedimentológico y geofísico del relleno sedimentario holoceno del valle del arroyo de Sandria (Campisábalos, Guadalajara), como parte integrante del estudio de los yacimientos paleontológicos existentes en la zona. A partir del extraordinario material subfósil leñoso encontrado en los yacimientos se han obtenido nuevos datos paleoecológicos que van a permitir obtener las pautas de cambio de la vegetación. El relleno sedimentario del yacimiento del arroyo de Sandria muestra una potencia que oscila entre los 2 y 6 m. Está formado por arenas finas, limos, margas orgánicas y turbas que se han interpretado como un ambiente de sedimentación de tipo lacustre y palustre. El cierre del valle fluvial de Sandria podría deberse a varias circunstancias, unidas o aisladas: la oclusión del valle a su salida por la progradación de un cono de deyección, la posible existencia de un pequeño alto estructural y/o la disolución diferencial del sustrato carbonatado que ha originado localmente pequeñas cubetas que coinciden con los depocentros.

Palabras clave: Holoceno, bosque subfósil, Campisábalos, lacustre, Sistema Central.

Abstract: This paper presents the results of the geomorphological, sedimentological and geophysical study of the Holocene sedimentary infill of Sandria Valley (Campisábalos, Guadalajara province), as a part of the study of existing paleontological sites in the area. From the extraordinary woody material found in paleontological sites, new paleoecological data have been obtained that will allow us to obtain the patterns of change of vegetation. The sedimentary infill of Sandria Valley shows a thickness ranging between 2 and 6 m. It is composed of fine sand, silt, organic marls and peat which have been interpreted as a marshy lacustrine sedimentary environment. The closure of the Sandria river valley could be due to several circumstances: the valley occlusion by progradation of an alluvial fan, the possible existence of a small structural high and/or the differential dissolution of the carbonate substrate which has originated locally small basins that match the depocentres.

Key words: Holocene, subfossil forest, Campisábalos, lacustrine, Spanish Central System.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo forma parte del estudio que se está realizando sobre el patrimonio paleontológico del Holoceno del término municipal de Campisábalos (Guadalajara), con el objetivo de establecer las pautas y procesos de persistencia o cambio de la vegetación a partir de nuevos datos paleoecológicos deducidos del estudio de material fósil leñoso (Génova et al., 2016). Los yacimientos estudiados de Campisábalos destacan enormemente en el conjunto de yacimientos peninsulares holocenos por la gran abundancia de macrorrestos vegetales (troncos enraizados *in situ* y fragmentos de madera de diferentes tamaños). Estos restos confirman el carácter autóctono del *Pinus sylvestris* en la parte oriental del Sistema Central.

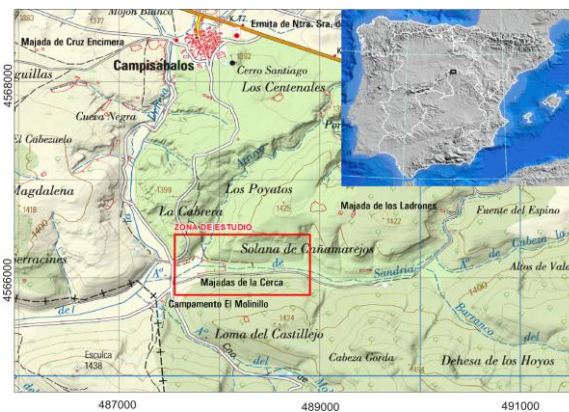


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio (coordenadas en metros, ETRS-89, huso 30N).

Además, han aparecido restos óseos de mamíferos herbívoros en excelente estado de conservación (Génova et al., 2016). Para interpretar adecuadamente los resultados obtenidos se está realizando el estudio geomorfológico y sedimentológico de los yacimientos.

La zona de estudio se encuentra en la Sierra de Ayllón, en su enlace con la Sierra de Pela (enlace del Sistema Central y la Cordillera Ibérica) (Fig. 1). El yacimiento descrito en este trabajo se encuentra a unos 1.300 m s.n.m. y se localiza en el valle del arroyo de Sandria, en el término municipal de Campisábalos (Guadalajara) (Fig. 1). El arroyo Sandria es un afluente del río Sorbe, que a su vez es un tributario del Tajo, y su cabecera constituye la divisoria de aguas entre los ríos Sorbe y Bornova. En líneas generales, el clima del sector NO de la provincia de Guadalajara se caracteriza por inviernos fríos y prolongados y veranos suaves. El registro de precipitaciones procedente de las estaciones meteorológicas de Atienza, Somolinos y Condemios indica la existencia de un gradiente altitudinal, que en este sector aumenta progresivamente hacia el O.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geológicamente, el yacimiento se ubica en el relleno holoceno de un fondo de valle encajado en las calizas y dolomías del Cretácico Superior que rodean los relieves paleozoicos de la Sierra de Ayllón (Bascones et al., 1987; Hernaiz Huerta et al., 2005). Los carbonatos del Cretácico forman pequeños cañones desarrollados mediante procesos de disolución a favor de directrices estructurales.

El valle de Sandria presenta una dirección E-O (Fig.

2), con una morfología de fondo plano, encajándose el arroyo paralelamente a la dirección de capa de la sucesión de calizas, dolomías y margas cretácicas. Éstas presentan una dirección E-O con un suave buzamiento de 15° hacia el N, dibujando un paisaje estructural con suaves cuestas y escarpes marcados por los niveles más resistentes de la sucesión.

El actual trazado rectilíneo del arroyo de Sandria es de origen antrópico y no se corresponde con el de la foto aérea del vuelo americano del año 1956, más sinuoso. Esta canalización se realizó, seguramente, para eliminar el encharcamiento y favorecer su aprovechamiento agrícola. Bordeando el valle aparecen pequeños conos de deyección a la salida de pequeños barrancos de fuerte pendiente que se disponen perpendicularmente al valle, provocando su oclusión parcial en algunos puntos. Algunos de estos conos se desarrollan en barrancos a favor de pequeñas fallas y diaclasas que han producido una erosión diferencial. Aparecen también depósitos de ladera (coluviones) y algún deslizamiento superficial que no llega a involucrar al sustrato rocoso.

REGISTRO SEDIMENTARIO

Para estudiar el registro sedimentario del valle y extraer los elementos paleontológicos, se realizaron 5 catas con máquina excavadora, alcanzando 3,70 m de profundidad máxima. Se han levantado columnas estratigráficas detalladas, identificando las facies mediante los criterios de composición, color, textura, contenido paleontológico y estructuras sedimentarias. Las dataciones radiométricas mediante ^{14}C realizadas por AMS en las maderas subfósiles arrojan una edad

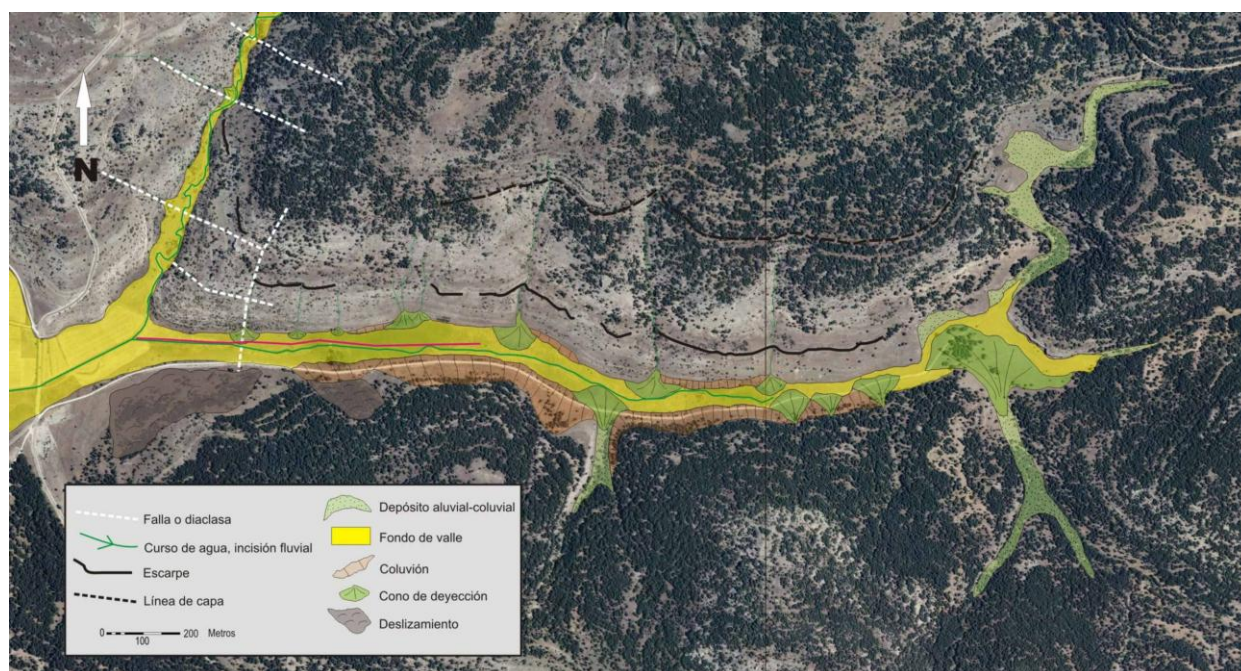


FIGURA 2. Cartografía de los depósitos del valle de Sandria (Campisábalos). La línea roja indica la posición del perfil de tomografía eléctrica.

más antigua de 4205 años Cal BP (curva IntCal13.14c, Reimer et al., 2013). La cata SP-5 es la más representativa del relleno sedimentario (Fig. 3) por presentar el registro sedimentario más completo, y está formada por 4 unidades sedimentarias, que de base a techo son:

Unidad 4: 1,60 m de espesor. La base no se identifica. Arenas y limos que pasan a margas masivas de color gris oscuro-negro. Subfósiles de troncos de *Pinus* enraizados en posición de vida y decapitados. Es una unidad granodecreciente. Interpretación: llanura de inundación.

Unidad 3: 25 cm de espesor. Comienza con un lag de cantos de dolomías angulosos de tamaño centimétrico. Capa decimétrica de limos orgánicos masivos de color gris oscuro. Abundantes restos de maderas subfósiles. Interpretación: ambiente lacustre reductor.

Unidad 2: 0,65 m de espesor. Alternancia de capas decimétricas de turba con fragmentos leñosos y piñas con capas de margas grises con gasterópodos turrilados (sin identificar). El techo de la unidad es ligeramente erosivo. Interpretación: ambiente palustre reductor-lacustre de baja lámina de agua.

Unidad 1: En la base hay una capa de 30 cm de espesor de margas con laminación horizontal. Abundantes restos leñosos y enraizamientos de vegetación acuática. Intercalado hay un nivel de margas grises de color oscuro con gasterópodos. A techo hay una capa decimétrica de margas grises masivas con gasterópodos y nódulos de carbonato. La unidad termina con el nivel edáfico antrópico actual. Interpretación: ambiente lacustre de baja profundidad.

Para estimar la potencia y la morfología del registro sedimentario del valle, se realizó en 2015 una campaña de tomografía eléctrica empleando una manguera de 48 electrodos con una separación interelectródica de 3 m. El dispositivo de registro ha sido el Polo-Dipolo, con una penetración superior a los 20 m. Se han realizado 4 perfiles de investigación con un total de 1.347 m, uno longitudinal y tres transversales a la dirección principal del valle. El perfil longitudinal pasa junto a la cata SP-5 para facilitar la correlación de las unidades sedimentarias con su respuesta eléctrica.

Los resultados del perfil longitudinal evidencian un modelo geoelectrico con dos unidades principales (Fig. 4): una más superficial formada por materiales conductores correspondiente a las unidades sedimentarias (1 a 4) identificadas en las catas, con una potencia que oscila entre los 2 y 6 m; y una unidad inferior, de carácter resistivo, formada por los materiales cretácicos que conforman el sustrato del valle. Esta unidad inferior presenta una inflexión en torno a los metros 280 y 340 del perfil que muestra una pérdida de potencia del relleno sedimentario (capa superior) dividiendo los mismos en dos sectores diferenciados. Esta inflexión se interpreta como un alto

estructural, aunque no se descarta un origen sedimentario, erosivo o una combinación de ellos.

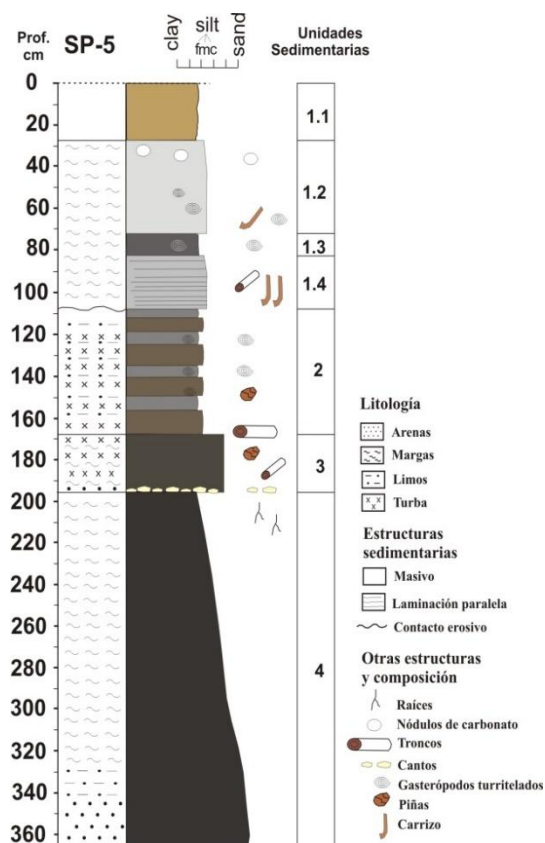


FIGURA 3. Columna estratigráfica de la cata SP5.

La unidad superior muestra cierta zonificación en la distribución de resistividades a lo largo del perfil (Fig. 4), denotando una variación composicional de relleno del valle, como se ha comprobado en las columnas sedimentarias de las catas. El sector occidental (hasta el metro 280 del perfil), presenta una potencia media de unos 5 m y un comportamiento geoelectrico conductor (<180 Ohm·m), indicando la presencia predominante de margas con posibles intercalaciones de niveles de arenas. En el sector correspondiente al alto, entre los metros 280 y 340 del perfil, los materiales de relleno muestran un carácter resistivo (150–400 Ohm·m), similar al del sustrato en esta zona, debido probablemente a la presencia de litologías más groseras del relleno fluvial (gravas y arenas). En el sector oriental, entre el metro 340 y el final del perfil, el relleno sedimentario presenta una potencia media de unos 6 m; del metro 340 al 450 del perfil existen materiales relativamente conductores (<180 Ohm·m), similares a los que conforman el sector occidental, predominando posiblemente las margas con intercalaciones de arenas; y del metro 450 al final del perfil existen materiales muy conductores (<80 Ohm·m), indicando el predominio de limos y materia orgánica (turbera). Esta última zona coincide con la existencia en superficie de mayor vegetación, indicando por tanto, que el descenso en los valores de resistividad

coincide con unas condiciones de mayor saturación en agua y posibles condiciones anóxicas, como se ha corroborado en las catas realizadas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El valle de Sandria en el Holoceno se comporta como un ambiente de sedimentación restringido y parcialmente desconectado de la red fluvial regional. En torno a 4200 años Cal BP el valle se cerró y quedó inundado, formándose una laguna poco profunda, donde el bosque quedó sumergido. Posteriormente, evolucionó a una turbera y a un ambiente palustre en época histórica. Del mismo modo, en el NO de la península una de las principales fases de formación de turberas corresponde con el periodo 5000-4000 años Cal BP (Martínez-Cortizas et al., 2000).

El cierre del valle fluvial de Sandria podría deberse a varias circunstancias, unidas o aisladas: la oclusión del valle a su salida por la progradación de un cono de deyección que progradaba en el borde O, casi en la confluencia con el arroyo de la Dehesa; la posible existencia de un pequeño alto estructural y/o la disolución diferencial del sustrato carbonatado que ha originado localmente pequeñas cubetas que coinciden con los máximos espesores observados en la tomografía. El resultado fue el paso de un ambiente de sedimentación fluvial con un bosque en su llanura de inundación, hacia un ambiente de sedimentación de baja energía en el Holoceno reciente, con facies lacustres y palustres que inundó ese bosque y favoreció la preservación de los ejemplares subfósiles.

Este tipo de yacimientos demuestra la importancia de realizar estudios detallados del registro sedimentario holoceno porque ayudan a la interpretación paleoecológica y paleoambiental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado gracias a dos Proyectos de Investigación del Patrimonio Arqueológico y Paleontológico de Castilla-La Mancha 2014 y 2015 de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Agradecemos a M.A. Rodríguez-Pascua su colaboración en la campaña de campo. Gracias a los revisores por sus aportaciones que han enriquecido el trabajo.

REFERENCIAS

- Bascones Alvira, L., González-Lodeiro, F. y Martínez Alvarez, F. (1987): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 433 (Atienza)*. IGME, Madrid.
- Génova, M., Gómez-Manzanares, F., Martínez-García, F. y Postigo-Mijarra, J.M. (2016): Early Holocene vegetation in the Ayllóon Massif (Central System range, Spain) based on macroremains. A paleoecological approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 811-822.
- Hernaiz Huerta, P.P., López Olmedo, F. y Cabra, P. (2005): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 432 (Riaza)*. IGME, Madrid.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., Nóvoa-Muñoz, J. C., García-Rodeja, E. (2000): Turberas de montaña del Noroeste de la Península Ibérica. *Edafología*, 7: 1-29.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., HattÄ©, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney C.S.M., van der Plicht, J. (2013): *Radiocarbon*, 55 (4): 1867-1889.

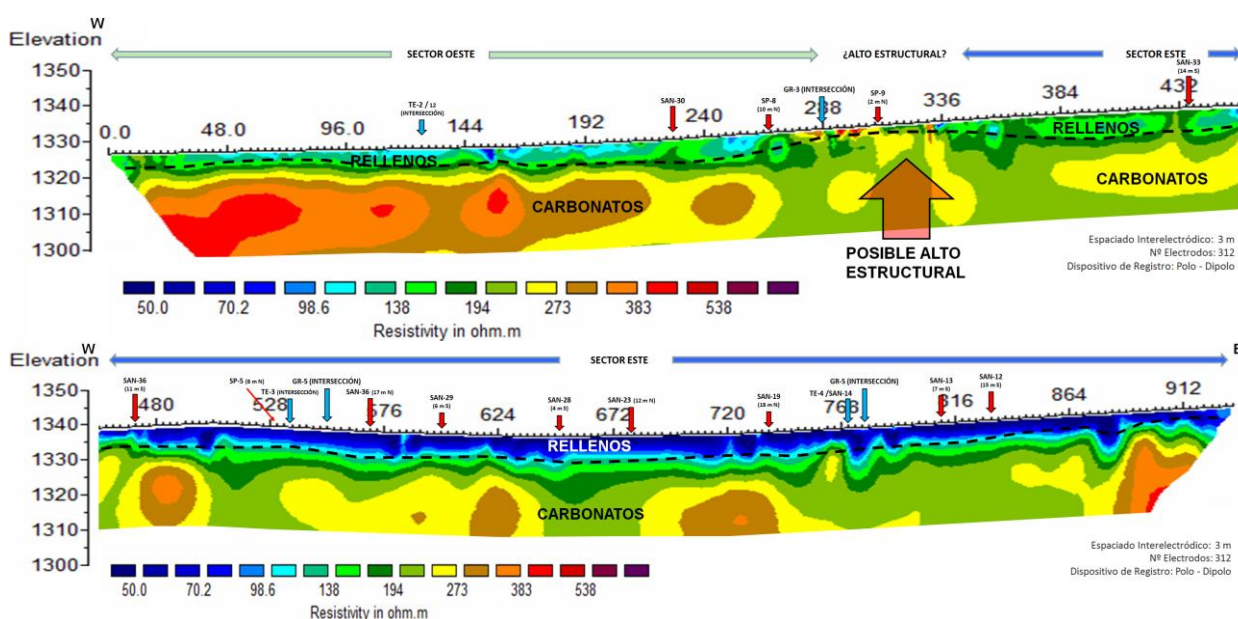


FIGURA 4. Interpretación del perfil de investigación TE-1 (sector Oeste en la parte superior de la figura y sector Este en la parte inferior).