



Interpretación y cartografía de paleolíneas de costa lacustres mediante fotografías aéreas de alta resolución y datos LiDAR en la laguna de Gallocanta (NE España)

Lacustrine palaeoshoreline interpretation and mapping through high-resolution aerial photographs and LiDAR data in Gallocanta Lake (NE Spain)

Gracia, F.J.⁽¹⁾; Castañeda, C.⁽²⁾

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Campus de Puerto Real. 11510 Puerto Real, Cádiz, España, javier.gracia@uca.es

(2) Estación Experimental de Aula Dei, EEAD-CSIC, Avda. Montañana, 1005, 50059 Zaragoza, España, ccastaneda@eead.csic.es

Resumen

La laguna de Gallocanta, de 14 km² de extensión, se localiza entre las provincias de Zaragoza y Teruel. Sufre frecuentes fluctuaciones del nivel de agua, que oscilan entre la desecación total y un máximo de casi 3 m de profundidad. Está expuesta a vientos fuertes y persistentes del NO, que originan oleaje, corrientes y transporte de sedimentos a lo largo de litorales donde son habituales las playas, flechas, cordones y otras formas costeras. La identificación de antiguos cordones litorales del Pleistoceno Superior en canteras situadas en la zona perilagunar, sugiere una extensión mucho mayor del ámbito lacustre en pocas pasadas, alcanzando al menos 45 km² de lámina de agua, ubicada a más de 15 m de altura por encima del fondo actual. Las llanuras perilacustres existentes entre dichos cordones y la laguna actual albergan registros morfosedimentarios de paleolíneas de costa de tiempos holocenos e históricos. Dada la gran dificultad de reconocer estas morfologías relictas mediante métodos tradicionales, se emplearon dos fuentes de información: fotografías aéreas de alta resolución (1:15.000) y un modelo digital del terreno generado con datos LiDAR con una precisión de 0,2 m. Se analizó la topografía de forma continua extrayendo las curvas de nivel, para obtener una interpretación topográfica de alta precisión. Posteriormente, se integraron los resultados, operando en entorno SIG, y se realizó una inspección de campo. Como resultado se ha obtenido una serie de secuencias de formas litorales relictas escalonadas que rodean completamente la laguna actual con gran continuidad lateral. Se han identificado unos 10 niveles relictos, algunos de ellos con espectaculares formas litorales bien conservadas como flechas con ganchos recurvados, contraflechas, bahías cerradas por islas barrera, sistemas de barras paralelas, paleodeltas, etc. Estas formas permiten una reconstrucción inicial de la dinámica litoral dominante en tiempos pasados.

Palabras clave: MDE; cartografía; líneas de costa; terrazas lacustres; litoral; fotointerpretación



Abstract

Gallocanta Lake, with an extension of 14 km², is located between Zaragoza and Teruel provinces. It experiences frequent water level fluctuations, oscillating between total desiccation and 3 m of maximum depth. The lake is exposed to strong persistent winds blowing from the NW, which generate waves, currents and sediment transport along the shores, where beaches, spits, ridges and other coastal forms are common. The recognition of ancient, Upper Pleistocene, littoral ridges in quarries located in the perilacustrine zone suggests a much greater extension of the lacustrine environment in past times, reaching at least 45 km² of water surface, at a height more than 15 m above the present lake bottom. Flat surfaces existing between such ridges and the present lake include morphosedimentary records of palaeoshorelines formed in Holocene and historical times. Given the difficulty of recognition of such relict forms by using traditional methods, two alternative sources of information were employed: high-resolution aerial photographs (1:15.000) and a digital terrain model generated from LiDAR data with 0.2 m resolution. Topography was analysed in a continuous way extracting contour lines in order to obtain a high-resolution topographical interpretation. The results were later integrated in a SIG environment, together with field inspection. As a result, a series of stepped relict littoral form sequences have been obtained, completely surrounding the present lake, with a great lateral continuity. About 10 different relict levels have been identified, some of them hosting spectacular well preserved littoral forms like spits with recurved hooks, counter-spits, bays closed by barrier islands, parallel bar systems, palaeodeltas, etc. All these forms allow a preliminary reconstruction of the littoral dynamics prevailing in the past on the lake shores.

Key words: DEM; Shoreline mapping; Lacustrine terraces; Lake margin; Photointerpretation

1. Introducción

Las oscilaciones del nivel de agua en lagos poco profundos generan formas costeras de escaso relieve difíciles de reconocer mediante métodos geomorfológicos tradicionales. Su identificación requiere de datos topográficos de alta resolución cuyo tratamiento necesita la aplicación de métodos avanzados de análisis del relieve. En ese sentido, en las últimas décadas han comenzado a proliferar los modelos digitales del terreno (MDT), gracias al desarrollo de distintas técnicas de obtención de datos (Smith, 2011), que proporcionan información muy valiosa en geomorfología cartográfica y regional. La amplia distribución y uso de los sistemas de información geográfica, la mejora e implementación de sus herramientas y la disponibilidad de información digital de alta resolución sobre la topografía de la superficie terrestre han llevado a un importante avance en los métodos geomorfológicos aplicados al reconocimiento y cartografía de formas (Otto y Smith, 2013).

Los MDT de alta resolución generados mediante LiDAR (*Light Detection and Ranging*), combinados con la información obtenida de ortofotografías aéreas detalladas, permiten perfilar mejor las interpretaciones geomorfológicas e incorporar una definición mucho mayor a los mapas geomorfológicos, imposible de conseguir a partir de mapas tradicionales (Newell y Clark, 2008). Los MDT obtenidos mediante datos LiDAR ayudan a una caracterización morfométrica de la superficie terrestre mucho más precisa, que puede dar lugar a mapas de gran detalle, así como a nuevas líneas y posibilidades de análisis morfométrico (Bishop *et al.*, 2012). Más allá del obvio interés de los datos LiDAR para la ordenación del territorio o para la gestión de recursos y riesgos naturales (Raji *et al.*, 2011; Saksena y Merwade, 2015), la topografía de alta resolución sirve también para la obtención automática de la geometría y curvatura del relieve (Tarolli *et al.*, 2012), para analizar la hidrología superficial (Barber y Shortridge, 2005; Jones *et al.*, 2008; Schumann *et al.*, 2008; Skorko *et al.*, 2012), o para el análisis morfodinámico de

zonas costeras (Woolard y Colby, 2002; White y Wang, 2003; Raji *et al.*, 2011; Benavente *et al.*, 2013; Fernández-Núñez *et al.*, 2017).

Los lagos someros habitualmente registran frecuentes y rápidas fluctuaciones del nivel del agua, especialmente bajo ambientes semiáridos, muy sensibles a las oscilaciones climáticas (Gutiérrez Elorza, 1998; Burrough y Thomas, 2009; Goudie, 2013). Tras largos periodos de nivel alto, los episodios de sequía hacen que los niveles de agua de los lagos descendan, dejando abandonadas líneas de costa anteriores que se conservan formando alineaciones morfológicas colgadas que rodean concéntricamente al nuevo perímetro lacustre más reducido (Schuster *et al.*, 2005; Burbank y Anderson, 2012). A veces estas formas colgadas se conservan dando niveles escalonados de bandas estrechas planas, conformando terrazas lacustres en sentido estricto (Bowman, 1971; Mermut y Acton, 1984; Ocakoglu *et al.*, 2013). Estas terrazas se forman durante periodos de estabilidad del nivel de agua del lago, cuando el oleaje excava plataformas costeras erosivas que posteriormente pueden ser o no cubiertas de sedimentos litorales, tal y como ilustraron Abu Ghazleh y Kempe (2009) mediante un modelo simple de formación de terrazas lacustres para el Mar Muerto, en Jordania. El carácter aplanado de estas formas puede deberse a diferentes procesos litorales activos durante su generación, como arrasamiento erosivo por el oleaje, sedimentación eólica, etc. A veces no se llega a formar una superficie superior plana y estos niveles abandonados conservan su morfología costera original, habitualmente en forma de cordones de playa, desarrollando una superficie suavemente convexa u ondulada (Burrough *et al.*, 2007; Hudson *et al.*, 2015). Dado que las fluctuaciones de nivel son muy frecuentes en estos medios, muchos lagos de ambientes semiáridos llegan a desarrollar un elevado número de paleolíneas de costa escalonadas, con pequeños encajamientos entre unas y otras, habitualmente submétricos. Esto hace que su identificación y estudio sea muy difícil, lo que justifica la gran escasez de artículos previos que incluyan cartografías

detalladas de líneas de costa lacustres históricas.

Este problema puede solucionarse mediante el uso de MDT de alta resolución (Hare *et al.*, 2001; Ghienne *et al.*, 2002; Tarolli y Fontana, 2009; Gómez *et al.*, 2015). Los datos topográficos de alta resolución obtenidos mediante LiDAR permiten la identificación de geofomas de dimensiones submétricas, proporcionando información valiosa sobre distintos tipos de marcadores geomorfológicos de fluctuaciones históricas sutiles asociadas a terrazas fluviales y marinas (Jara Muñoz *et al.*, 2015; De Gelder *et al.*, 2015) y a litorales lacustres (Turmel *et al.*, 2015).

El presente estudio incluye una metodología integrada multiescalar basada en datos LiDAR de alta resolución combinados con una cartografía geomorfológica tradicional para identificar formas costeras relictas en la laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica central), cuya disposición permite abordar interpretaciones sobre la dinámica responsable de su generación. Se trata de formas superficiales muy suaves, de muy difícil identificación mediante fotointerpretación estereoscópica, que pudieron ser reconocidas, cartografiadas e interpretadas mediante MDT derivados de datos LiDAR. Su representación e interpretación permitieron deducir diversos aspectos de la dinámica litoral, patrones de corrientes y direcciones principales de transporte sedimentario durante tiempos pasados de la historia del lago, desconocidas hasta el momento.

2. Zona de estudio

La laguna de Gallocanta se localiza a 992 m de altitud, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en los límites entre las provincias de Zaragoza y Teruel (Fig. 1). Presenta una extensión de unos 14 km², con 7,7 km de longitud máxima en dirección NO-SE por 2,8 km de anchura. Se ubica en el fondo de una depresión alargada de unos 543 km². Geológicamente (Fig. 1) esta depresión está limitada al NE por una alineación montañosa (Sierra de Valdela-

casa) formada por series ordovícicas de cuarcitas y pizarras con buzamiento al SO. En las zonas bajas de la depresión estas unidades están fosilizadas por una serie mesozoica más o menos completa (Hernández *et al.*, 1983; Olmo *et al.*, 1983a y b): Triásico en facies germánica (areniscas del Buntsandstein, calizas del Muschelkalk y arcillas, yesos y sales del Keuper), Jurásico calcáreo (adelgazado en esta zona) y Cretácico margo-calcáreo-dolomítico. Todos estos materiales aparecen plegados según direcciones típicamente ibéricas (NO-SE) y fallados según accidentes de dirección variable. El Keuper arcilloso-salino constituye el substrato impermeable de la laguna de Gallocanta y el origen de las sales que llegan a la laguna a través de varios manantiales salinos, razón por la que las aguas de la laguna de Gallocanta presentan una elevada salinidad (Gracia, 2014). Se reconocen asimismo algunos afloramientos terciarios neógenos aislados formados por conglomerados cuarcíticos en facies de abanicos aluviales.

La sucesión de unidades litológicas y su geometría hacen que la depresión presente una acusada asimetría (Castañeda *et al.*, 2015). Así, el borde NE está caracterizado por un conjunto de abanicos aluviales y glacis escalonados procedentes de las sierras paleozoicas, de unos 1,5 km de longitud media y que quedan colgados unos 10 m con respecto al fondo lagunar. Entre los escarpes de los glacis y abanicos y la orilla de la laguna se extiende una estrecha franja de entre 200 y 500 m de llanura perilagunar donde abundan los encharcamientos y pequeñas lagunas semipermanentes. En contraste, el borde SO está constituido por relieves muy suaves formados por amplios abanicos aluviales y glacis cuya extensión supera los 8 km y que en su mayoría enlazan con la llanura perilagunar.

El origen de la depresión de Gallocanta fue interpretado por Gracia *et al.* (1999, 2002) como resultado de la evolución de un polje desarrollado sobre calizas jurásicas subhorizontales. La disolución casi total de las unidades calcáreas permitió el afloramiento del substrato arcilloso-salino del Triásico Supe-

rior infrayacente (facies Keuper), por lo que el fondo de la depresión se impermeabilizó y la cuenca pasó a albergar un rosario de lagunas permanentes, de las que Gallocanta es la más grande. El momento de implantación de las condiciones lacustres tuvo lugar en el Pleistoceno Superior, hace al menos 32.650 ± 480 años BP de acuerdo con dataciones AMS llevadas a cabo por Rodó (1997) en una muestra de sedimento lacustre procedente de un sondeo, tomada a 1,7 m de profundidad en el fondo del lago. Otras dataciones en muestras tomadas a profundidades menores en sondeos similares aportan edades más recientes: 26.369 ± 320 años BP a 1,3 m (Luzón *et al.*, 2007), 12.230 ± 70 años BP a 0,9 m (Burjachs *et al.*, 1996) y 840 ± 70 años BP a 0,6 m (Rodó, 1997).

El clima de la zona es de tipo semiárido, con una precipitación media anual de 450 mm y una temperatura media de 10,5°C. La depresión se ve sometida a frecuentes vientos de gran intensidad, especialmente en la época invernal, procedentes del NO y que pueden superar los 100 km h^{-1} . Las medias de la velocidad horaria del viento indican que la estación automática de Gallocanta, situada en Los Picos, al borde de la laguna (Fig. 1), es la más ventosa de las estudiadas por Martínez-Cob *et al.* (2010). La frecuencia relativa del viento moderado ($2 \text{ a } 5 \text{ m s}^{-1}$) a 2 m de altura es del 33%, con una dirección predominante del NO y próximas (Fig. 2), excepto en verano donde se tiene una frecuencia relativa del 40% con dirección predominante del SE.

En la actualidad, la laguna de Gallocanta presenta lámina de agua de forma intermitente, con una profundidad máxima registrada que excepcionalmente supera los 3 m (como sucedió en la década de 1970), aunque es muy frecuente que quede completamente seca, especialmente durante los meses estivales. Se trata de un típico caso de laguna efímera con niveles muy fluctuantes en función de las oscilaciones pluviométricas (Comín *et al.*, 1992; Castañeda *et al.*, 2015; Luna *et al.*, 2016). La escasa y variable profundidad de la lámina de agua favorece la redistribución de sedimen-



Figura 1: Ortofotografía PNOA (2006) de la laguna de Gallocanta y núcleos urbanos limítrofes con los principales topónimos citados en el texto.

Figure 1: PNOA (2006) orthophotograph of Gallocanta Lake and peripheral urban settlements with the main place names cited in the text.

tos y restos vegetales acumulados en el fondo lagunar por la acción directa del viento.

La laguna de Gallocanta ha desarrollado en tiempos recientes un avanzado estado de segmentación, típico de lagos alargados en la dirección del viento dominante (Zenkovich, 1967). Como resultado de este proceso, en la

actualidad presenta tres sectores bien definidos (Fig. 1): los dos primeros consisten en un lóbulo subcircular en el extremo NO (Lagunazo Pequeño o de Gallocanta), de 1 km de diámetro, y un cuerpo central principal (Lagunazo Grande), de unos 5 km de longitud por unos 2 km de anchura. Entre ambos existe un estrechamiento de unos 300 m de anchura

(Los Picos), formado por dos cúspides arenosas. El Lagunazo Grande recibe los aportes de la Rambla de los Pozuelos, un arroyo intermitente de unos 20 km de longitud que nace en Sierra Menera. En las cercanías de la desembocadura de este arroyo la laguna presenta un conjunto de islas arenosas de pequeño tamaño (Lomerón del Colorado, Isla del tío Pesterre, etc.). Por último, el tercer sector se localiza en el extremo SE y está representado por un área de unos 2 km² de límites difusos

donde proliferan las zonas pantanosas, isletas y pequeños canales, formando un conjunto palustre irregular y laberíntico, conocido como “Los Lagunazos”. Este sector está aislado del Lagunazo Grande por dos relieves alargados en dirección NE-SO separados por canales que comunican dicho cuerpo central con el área palustre. Estos relieves, conocidos como Loma de Berrueco y Loma de Bello, están constituidos por depósitos lacustres y suelos colgados unos 4 m con respecto al

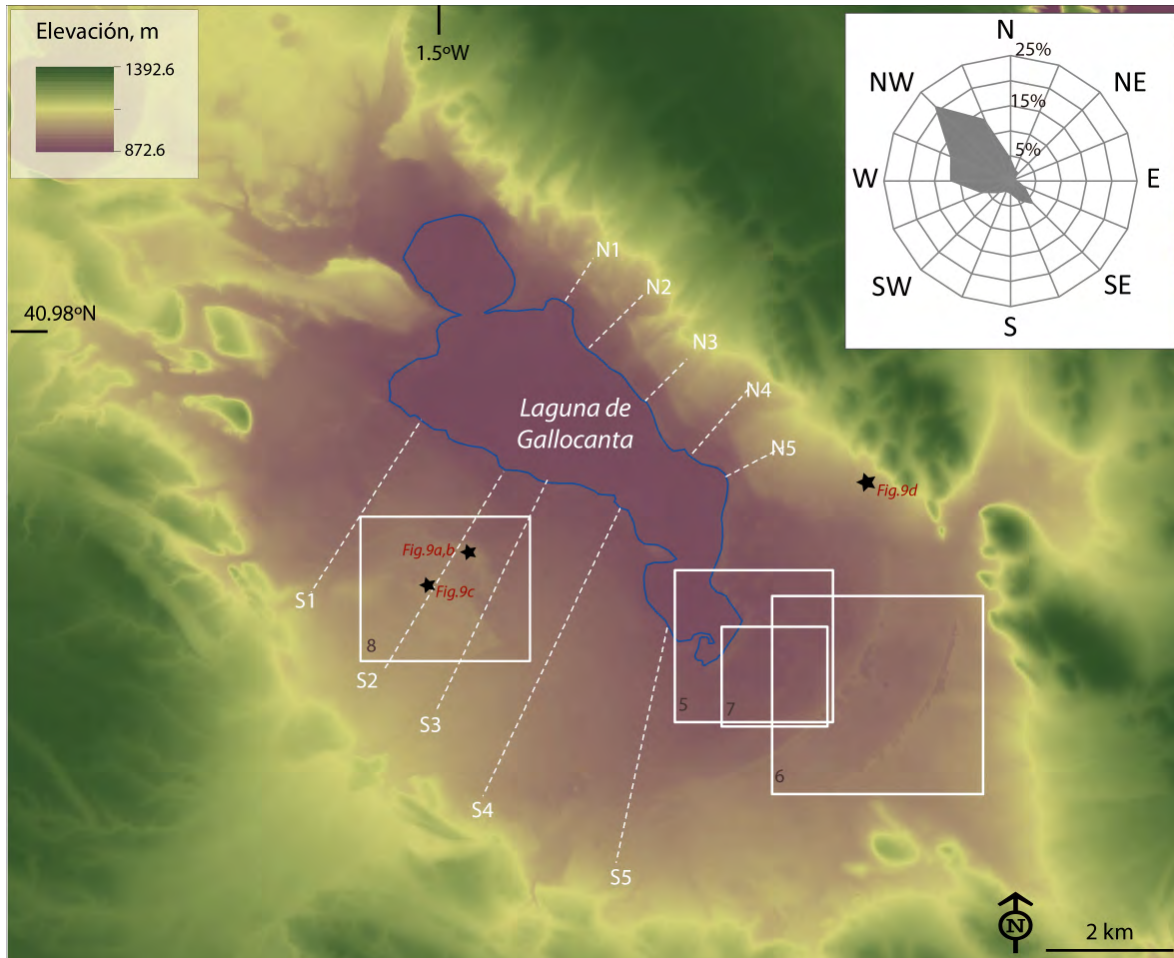


Figura 2: Delimitación del vaso actual de la laguna de Gallocanta sobre el modelo digital del terreno representado con una gama bicolor de tinta hipsométrica. La rosa de los vientos indica la frecuencia relativa del viento moderado (2 a 5 m s^{-1}) (modificado de Martínez-Cob *et al.*, 2010). Las líneas de puntos corresponden a los perfiles topográficos de la Fig. 4. Los cuadrados localizan las Figs. 5 a 8, y las estrellas ubican las fotografías de la Fig. 9.

Figure 2: Present limits of Gallocanta Lake drawn upon the digital terrain model, represented by a two-color range of hypsometric inks. Wind rose indicates the relative frequency of moderate winds (2 to 5 m s^{-1}) (modified from Martínez-Cob *et al.*, 2010). Dashed lines represent topographic cross sections in Fig. 4. Squares represent location of Figs. 5 to 8 and stars indicate location of photos in Fig. 9.

fondo de la laguna y aparecen limitados por su borde NO, el que mira al Lagunazo Grande, por un pequeño acantilado muy continuo. Las características altimétricas, edáficas y sedimentológicas de estos depósitos colgados y del área palustre fueron estudiadas por Luna *et al.* (2016). Una amplia llanura de unos 12 km² se extiende al SE, donde históricamente existió una pequeña laguna estacional de unos 0,8 km² de extensión (La Lagunica) que fue desecada artificialmente a mediados del siglo XX.

El litoral actual de la laguna presenta numerosas formas de erosión y sedimentación como playas, flechas, islas barrera y acantilados bajos. Las formas litorales indican que las corrientes dominantes se dirigen hacia el SE, controladas por los vientos del NO (Gracia, 1993, 1995; Castañeda *et al.*, 2013). Durante tiempos históricos estos vientos generaron oleaje y corrientes en la laguna suficientes como para provocar el transporte y depósito de gravas y arenas en las orillas y especialmente en el extremo de sotavento, dando lugar a una compleja *lunette* o lunecilla sedimentaria compuesta por varios cordones litorales paralelos, entre los cuales se desarrolla La Lagunica. En la zona de sotavento su espesor es de unos 4 m y su coronación se localiza unos 7-8 m por encima del nivel actual del lago. La sedimentología de estos depósitos fue estudiada por Gracia y Santos (1992) y Gracia (1995) en diversas graveras excavadas en ellos y hoy día abandonadas, interpretando que estas acumulaciones se depositaron en un momento en que el nivel del lago alcanzaba o superaba los 10 m de columna de agua. Los depósitos se formaron como consecuencia de diversas oscilaciones de nivel, que dieron lugar a una alternancia de depósitos de barras sumergidas en avance hacia el SE y depósitos de playa progradantes hacia el NO.

El reconocimiento de estos depósitos litorales a altitudes mayores llevó a deducir una extensión mucho mayor del ámbito lacustre en tiempos pasados. Se planteó así que las llanuras perilagunares existentes entre estos

cordones antiguos y la laguna actual deben albergar registros morfosedimentarios de paleolíneas de costa de tiempos holocenos e históricos, que ya se intuyen en algunas zonas pantanosas desarrolladas en el sector suroriental de la laguna, cuyas características edáficas marcan distintos grados de frecuencia de inundación (Luna *et al.*, 2016). Sin embargo, el reconocimiento de posibles morfologías relictas resulta muy difícil tanto en campo como mediante fotointerpretación convencional, debido a la gran planitud de estas llanuras perilagunares (Fig. 2), que en algunos lugares alcanzan más de 2 km de anchura con una pendiente de apenas 0,4%, así como debido a su uso agrícola.

3. Metodología

La reconstrucción de paleolíneas de costa lacustre se llevó a cabo a través de diversas fuentes de información y varias fases:

3.1. Fotointerpretación estereoscópica de imágenes aéreas verticales.

Se usaron los fotogramas del vuelo del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) de 2006, con fotografía analógica en color, a escala original 1:30.000. Los contactos, proporcionados en formato digital por el Centro de Información Territorial de Aragón, se ampliaron en papel fotográfico de calidad a escala 1:15.000, resultando fotografías ampliadas de 0,48 × 0,48 m. La fotointerpretación pudo realizarse mediante un estereoscopio de prismas Wild APT2 con zoom incorporado. El vuelo se hizo durante periodo seco, por lo que la imagen muestra una gran parte del fondo de la laguna sin agua. El mapa geomorfológico resultante fue escaneado y georreferenciado usando como referencia las ortofotos correspondientes al propio vuelo fotogramétrico de 2006. Todos los elementos geomorfológicos diferenciados fueron transferidos directamente a la pantalla del ordenador y gestionados mediante el sistema de información geográfica ArcGIS® 10.4.

3.2. Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta resolución.

El modelo, proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional con tamaño de píxel de 5 m, fue generado a partir de nubes de puntos del vuelo de 2010 con sensor LiDAR con una densidad de 0,5 puntos m^{-2} y una precisión vertical de 0,2 m. Los datos están disponibles como ficheros ASCII correspondientes al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, con proyección geodésica ETRS89. La zona de estudio se cubrió con 4 hojas que fueron unidas en un único fichero (Fig. 2) y convertidas a archivos ráster BSQ de píxeles intercalados mediante ArcGIS. Se analizó la altimetría con el programa ENVI®, en formato de puntos flotantes extrayendo las curvas de nivel con equidistancias de 0,2 y 1,0 m a partir del MDT. Se aplicó una mejora del contraste visual del MDT mediante las tablas de color *rainbow* y *prism* en modo HSL (*Hue, Saturation, Lightness*), que permiten optimizar el contraste de colores de las tintas hipsométricas (Fig. 3a) y se superpusieron las curvas de nivel (Fig. 3b). Se apli-

có el estiramiento del histograma de forma secuencial a diferentes intervalos de altitud, entre los 992 m del fondo lagunar hasta 1025 m de las llanuras perilagunares, para resaltar las diferencias topográficas alrededor de la laguna de Gallocanta (Fig. 3c). El análisis de los elementos topográficos de interés se llevó a cabo a diferentes escalas espaciales y de manera continua en todo el perímetro de la laguna, por lo que se obtuvo una interpretación topográfica de las formas con una elevada precisión a escala local.

3.3. Cartografía de paleolíneas de costa.

A continuación, se imprimió un mosaico de mapas del MDT con escala similar a la fotografía aérea con el objeto de conseguir una cobertura completa y continua de las zonas perilagunares. Todas las formas lineales identificadas en el MDT y relacionables con paleolíneas de costa fueron verificadas mediante fotointerpretación estereoscópica del vuelo PNOA de 2006. La ortofoto de este vuelo (Fig. 3d) presenta una gran riqueza de contrastes

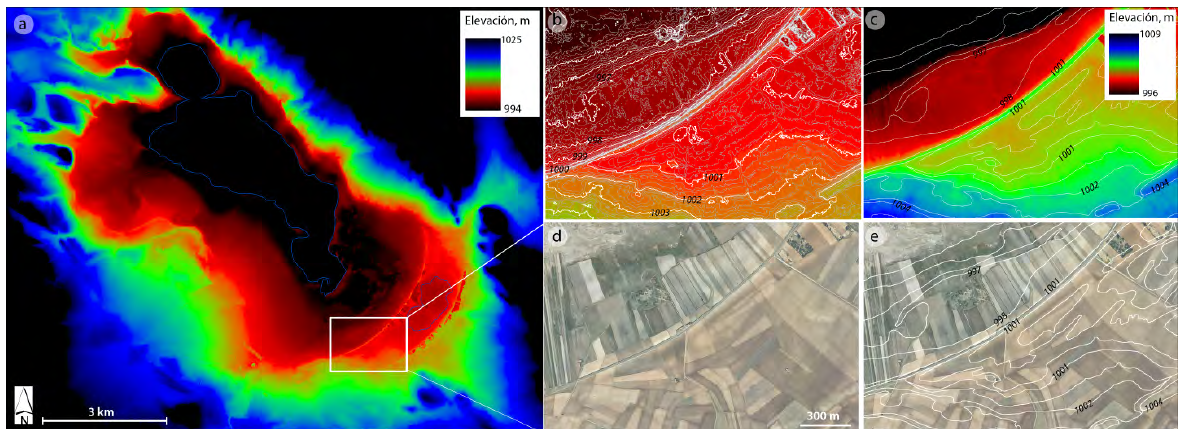


Figura 3: (a): MDT LiDAR en tinta hipsométrica (rampa de color *prisma*) con estiramiento del histograma entre 996 y 1025 m s.n.m. El rectángulo blanco corresponde al área seleccionada en las figuras b-e. (b): Curvas de nivel extraídas del MDT LiDAR con equidistancia de 0,20 m superpuestas al MDT. (c): MDT con aumento local del contraste aplicando la misma rampa de color al intervalo 996-1009 m s.n.m. con interpretación de cordones y flechas litorales. (d): Ortofoto PNOA (2006) de referencia. (e): Superposición de la fotointerpretación sobre la ortofoto.

Figure 3: (a): LiDAR derived-DTM in hypsometric inks (*prism* colour ramp) with histogram stretching between 996 and 1025 m.a.s.l. White rectangle corresponds to the selected area in figures b-e. (b): Contour lines extracted from the LiDAR DTM with 0.20 m equidistance superimposed to the DTM. (c): DTM with local contrast increase after applying the same colour ramp to the interval 996-1009 m.a.s.l. with interpretation of littoral ridges and spits. (d): PNOA (2006) reference orthophotograph. (e): Superimposition of the photointerpretation on the orthophotograph.

de color y una relativa conservación de las formas naturales del terreno, favorecido además por la ausencia de concentración parcelaria en la mayor parte de las llanuras perilagunares (Fig. 1). Finalmente, se integraron los diferentes productos obtenidos, ráster y vectorial, en ArcMap® usando distintos grados de transparencia sobre la ortofoto (Fig. 3e). También se tuvieron en cuenta datos auxiliares como la cartografía geológica del IGME (Hernández *et al.*, 1983; Olmo *et al.*, 1983a y b) y otros trabajos previos. La superposición de todos estos elementos cartográficos facilitó la resolución de las posibles incongruencias. Este análisis permitió obtener una cartografía detallada de cordones relictos y paleolíneas de costa. A partir de la topografía LiDAR se generaron perfiles topográficos (Fig. 4) mediante la herramienta de interpolación de ArcGIS.

3.4. Trabajo de campo.

Por último, se llevó a cabo una inspección de campo de muchos de los cordones identificados, con el objeto de reconocer formas de detalle, así como cambios en la pedregosidad superficial, redondez de los cantos, textura y naturaleza de los suelos y depósitos asociados. La verificación de campo incluyó el reconocimiento del terreno en superficie y en los frentes de cantera existentes, junto con la apertura de calcatas de 1 a 1,5 m de profundidad en los lugares seleccionados.

La cartografía completa de paleolíneas de costa alrededor de la laguna de Gallocanta no está finalizada. Las investigaciones siguen en curso ya que quedan por revisar algunas zonas de los sectores topográficamente más altos. No obstante, el presente trabajo supone un avance de los resultados obtenidos hasta el momento, que ya permiten adelantar conclusiones suficientemente apoyadas en los datos fiables.

4. Resultados

4.1. Datos aportados por la fotointerpretación

Las fotografías aéreas permitieron identificar pequeñas alineaciones o cordones paralelos a la orilla de la laguna, distribuidos paralelamente entre sí y a distintas alturas. Su anchura oscila entre 20 y 100 m y la mayoría presentan una gran continuidad lateral. Los rasgos que facilitaron su reconocimiento fueron los cambios de color (tonos blanquecinos) y textura de la imagen (granuda semitransparente), así como las formas y dimensiones (carácter básicamente longitudinal a la costa actual, curvaturas similares a los ganchos de las flechas que actualmente se desarrollan en las orillas de la laguna, etc.). Este reconocimiento inicial llevó a la elaboración de una cartografía preliminar detallada de líneas de costa.

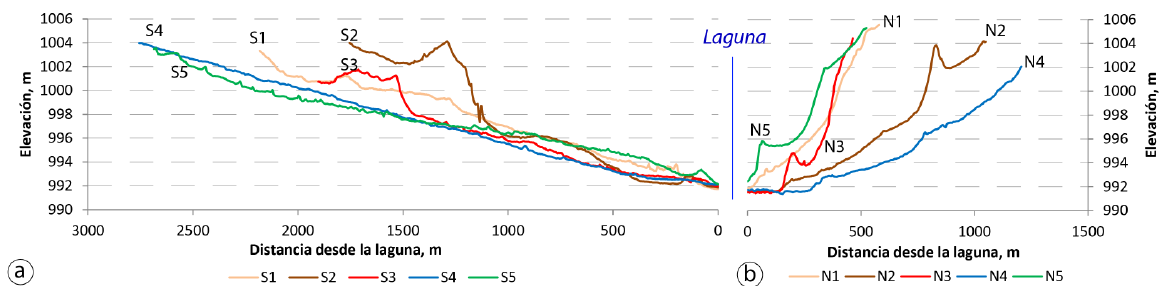


Figura 4: Perfiles topográficos seriados en los márgenes SO (a) y NE (b) de la laguna de Gallocanta. Localización de los perfiles en Fig. 2.

Figure 4: Parallel topographic cross profiles in the SW (a) and NE (b) lake margins of Gallocanta Lake. Profile location in Fig. 2.

4.2. Datos aportados por la topografía LiDAR

En las llanuras perilagunares que se extienden desde el borde de la laguna, aproximadamente a la cota de 992 m, hasta la envolvente de 1008 m, se han identificado la mayor densidad de formas, con series de cordones y formas litorales asociadas. Las alineaciones de cordones se presentan con diferencias de entre 1 y 2 m de altitud entre cordones consecutivos, si bien las formas convexas de los cordones a veces apenas sobresalen 0,3 m por encima de la llanura circundante. Mientras que en el margen sur de la laguna los cordones quedan bien separados por la escasa pendiente del terreno, la mayor pendiente del margen norte de la laguna condiciona que las alineaciones de cordones presenten una disposición adosada y que las flechas estén menos desarrolladas (Fig. 4). Algunas de las formas litorales identificadas, como flechas y ganchos, se reproducen en el mismo lugar a cotas sucesivas, lo que sugiere un mantenimiento de las condiciones dinámicas de la laguna con fluctuaciones pequeñas o moderadas del nivel de agua.

4.3. Cartografía de paleolíneas de costa: formas litorales

Se ha obtenido una serie de niveles escalonados de cordones y depósitos litorales relictos, que incluyen cúspides, flechas, contraflechas, barras recurvadas y ganchos complejos. La mayoría de ellos se desarrollan en la llanura perilagunar descrita como “Depósitos cuaternarios” en la cartografía geológica MAGNA (Hernández *et al.*, 1983; Olmo *et al.*, 1983a y b), y que abarca desde la orilla actual de la laguna hasta los 2 km de distancia, cubriendo un desnivel topográfico de unos 16 m, entre 992 y 1008 m s.n.m.

4.3.1. Islas barrera y lagoon

Son acumulaciones de sedimentos de forma estrecha y alargada muy similares a los que se desarrollan en ambientes costeros marinos. Se forman a una determinada distancia de la línea de costa y el espacio entre las islas barrera suele dar lugar a depresiones poco profundas (*lagoon*) conectadas al lago principal a través de bocanas o pasos (Figs. 5a y 5b).

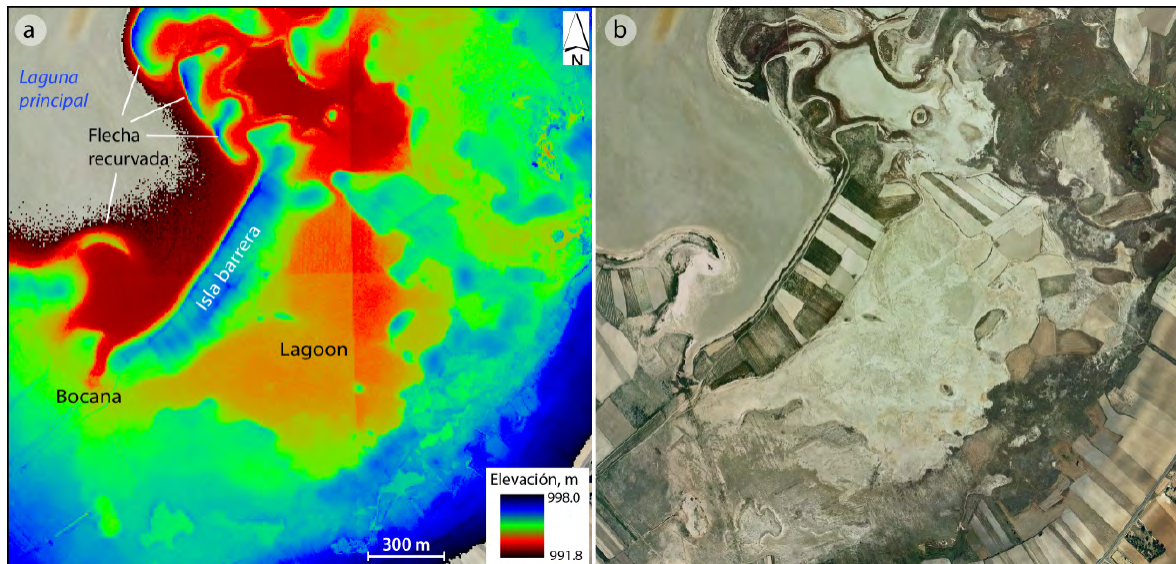


Figura 5: Ejemplo de isla barrera y lagoon en Los Lagunazos (ver Fig.2 para localización) en el MDT (a) y en la ortofoto PNOA (2006) correspondiente (b).

Figure 5: Example of barrier island and lagoon in Los Lagunazos area (see Fig. 2 for location) on the DTM (a) and upon the corresponding PNOA (2006) orthophoto (b).

4.3.2. Cordones paralelos

Los cordones de cierre son barreras confinantes muy comunes en costas sedimentarias progradantes. Se forman paralelamente a la costa y están formados por sedimentos de playa y de duna. Cuando el nivel de agua del lago desciende de forma relativamente rápida, deja tras de sí un cordón que frecuentemente presenta una superficie convexa suave (Thompson y Baedke, 1995; Otvos, 2000). En el espacio intermedio entre dos cordones consecutivos se suelen formar depresiones suaves que pueden dar lugar a pequeñas lagunas o humedales (Fig. 6). Sucesivos descensos del nivel de agua de la laguna han propiciado el desarrollo de cordones menores adosados (C en Fig. 6b), cuya menor entidad probablemente se deba a una menor permanencia del nivel del lago a esas alturas.

4.3.3. Promontorios sedimentarios en cúspide (*Cuspate forelands*)

Las acumulaciones de sedimentos en forma de cúspide son menos frecuentes. Se generan

por procesos costeros de erosión-sedimentación cuando las olas predominantes alcanzan la orilla con un ángulo elevado (Rosen, 1982). Las formas resultantes tienen una geometría triangular, y se dan normalmente en lagunas de escaso tamaño y *lagoons*, o en costas con una orientación perpendicular o muy oblicua respecto a la dirección del viento dominante (Fig. 7).

4.3.4. Depósitos eólicos

Forman acumulaciones de arena de forma irregular aunque con tendencia longitudinal, y suelen contener numerosas depresiones y charcas de pequeño tamaño (Fig. 7). Pueden presentarse en forma de pequeños cordones dunares que culminan con una superficie convexa u ondulante, o bien como láminas de arena con una morfología más plana.

4.3.5. Flechas y flechas recurvadas

Son muy comunes a lo largo de la orilla lacustre formando salientes en la costa. Se trata

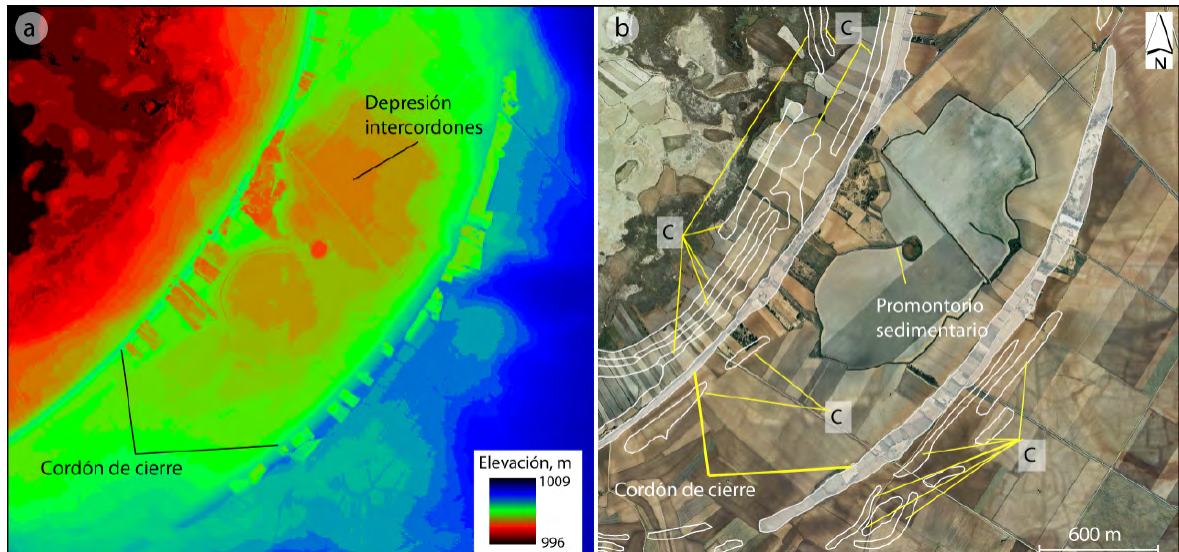


Figura 6: (a): Ejemplo de cordones paralelos en el MDT; (b): Cordones de menor desarrollo (C) asociados a los principales cordones de cierre (en blanco semitransparente), todos ellos superpuestos a la ortofoto PNOA (2006) correspondiente.

Figure 6: (a): Example of parallel ridges in the DTM; (b): Less developed ridges (C) associated with the main closure ridges (in semitransparent white colour), all of them superimposed to the corresponding PNOA (2006) orthophoto.

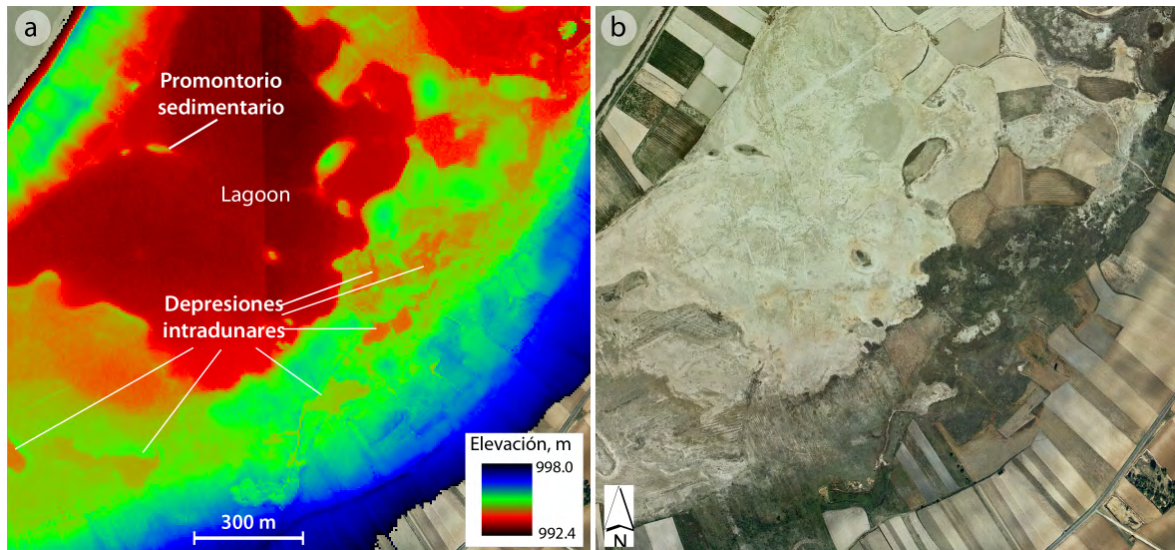


Figura 7: (a): MDT mostrando la ubicación de los depósitos eólicos en la zona intercordones; (b): Ortofoto correspondiente.

Figure 7: (a): DTM showing the location of aeolian deposits in the inter-ridge zone; (b): corresponding orthophoto.

de acumulaciones sedimentarias paralelas u oblicuas a la costa, formando pequeñas penínsulas arenosas, que se desarrollan a partir de inflexiones locales de la línea de costa y que crecen en el sentido de la corriente litoral predominante o corriente de deriva litoral (Fig. 5). La refracción del oleaje en el borde de la flecha produce cambios en la dirección de su crecimiento, resultando estructuras recurvadas o con forma de gancho (“hooked”). Cuando las flechas cierran parcialmente bahías locales, las corrientes locales de deriva litoral y la refracción del oleaje en la zona de la bocana producen contraflechas, es decir, acumulaciones de sedimentos suplementarias en el lado opuesto de la bahía (Fig. 8).

4.3.6. Otras formas litorales

Las acumulaciones sedimentarias en las desembocaduras de barrancos y otras corrientes intermitentes pueden formar deltas. En la laguna de Gallocanta, únicamente se asocian a corrientes efímeras, como la que discurre por el margen SO de la laguna (Rambla de los Pozuelos, Fig. 1). Por otro lado, la orilla más expuesta a la acción del viento puede verse

sometida a erosión ligada a las rompientes del oleaje. Este proceso produce acantilados subverticales, tanto actuales como relictos y abandonados (paleoacantilados, Fig. 8) o bien escarpes de menor magnitud cuyo desarrollo y dimensiones están condicionados por el gradiente topográfico de la orilla.

4.4. Evidencias de campo

La inspección de campo de los cordones cartografiados ha permitido confirmar su naturaleza litoral. Se trata de pequeñas acumulaciones longitudinales, la mayoría de apenas 0,5 m de espesor, que fosilizan otras unidades previas, habitualmente abanicos aluviales que rodean a la laguna. Las labores agrícolas han modificado algunos de los cordones identificados en las cartografías, aunque en su mayoría se reconocen sobre el terreno en forma de suaves ondulaciones de la topografía (Fig. 9a). En superficie, estos depósitos destacan porque muestran cantos y gravas redondeadas de tamaño medio (centilo de unos 5 cm), mientras que los cantos y gravas de suelos desarrollados sobre abanicos aluviales muestran mucho mayor calibre (centilos de

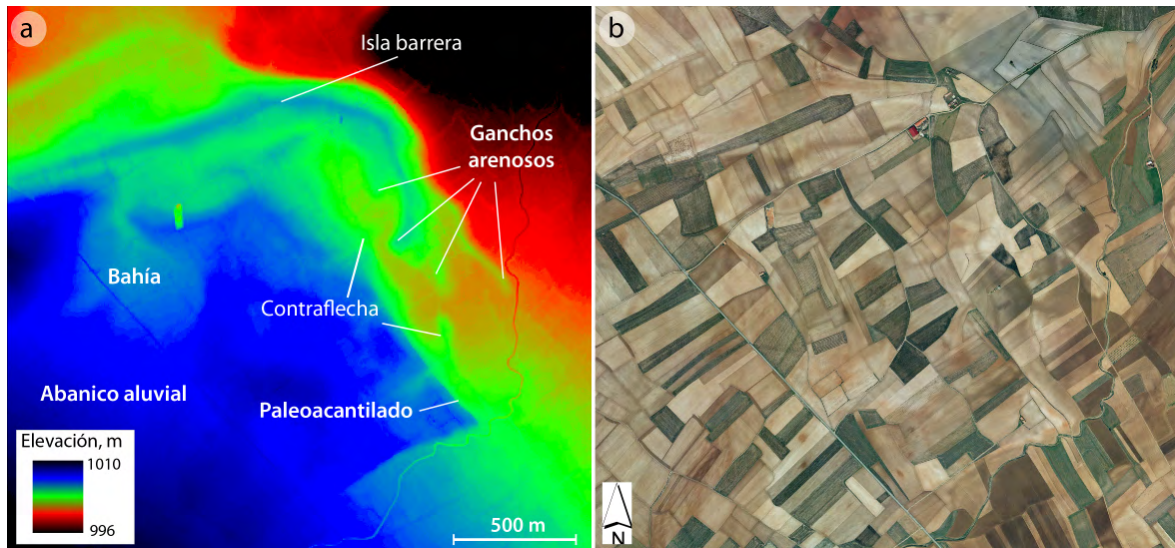


Figura 8: (a): Otras formas litorales identificadas en la margen sur de la llanura perilagunar, sobre el MDT; (b): la disposición de las parcelas se adapta a las formas litorales, todavía visibles en la ortofoto correspondiente, antes de llevarse a cabo la concentración parcelaria.

Figure 8: (a) Other littoral forms identified in the Southern margin of the perilacustrine flats, upon the DTM; (b): The disposition of the agricultural plots adapts to the littoral forms, still recognizable on the corresponding orthophoto before the combination of properties was addressed.

hasta más de 20 cm) y angulosidad. Aplicando la clasificación de Krumbein y Sloss (1955), los cantos de los depósitos litorales presentan índices de esfericidad y de redondez que oscilan entre 0,8 y 0,9 (Fig. 9b), mientras que los cantos de los abanicos aluviales no suelen llegar a 0,5 en ninguna de ambas variables.

Los perfiles de suelos abiertos en los cordones litorales muestran depósitos métricos que fosilizan a los abanicos aluviales (Fig. 9c), con estructuras típicas de playa de gravas y gravillas, alternantes con arenas gruesas dispuestas en sets decimétricos, con suaves inclinaciones de entre 10 y 20° hacia la laguna. En algunas zonas se han identificado depósitos de barras sublitorales con láminas inclinadas unos 30° hacia tierra (Fig. 9d).

5. Discusión

La combinación de modelos digitales del terreno de alta resolución y precisión centimétrica, con la fotointerpretación geomorfológica proporciona consistencia a la delineación

de formas lacustres sutiles, actuales y pasadas. La interoperabilidad entre ArcGIS y ENVI ha sido decisiva para resaltar la expresión topográfica de los depósitos lacustres de la llanura perilagunar mediante la herramienta del estiramiento de la gama de colores junto con una adecuada tinta hipsométrica del MDT. Además, esta interoperabilidad no solo representa un modo de ilustrar la topografía, sino también una herramienta de investigación primordial para alcanzar una nueva perspectiva de la evolución geomorfológica de la laguna de Gallocanta. En ese sentido, controlar la topografía de alta resolución en el contexto de la interpretación geomorfológica es un procedimiento ventajoso para superar las dificultades asociadas con la cartografía geomorfológica convencional. Esta metodología combinada ahorra tiempo de forma sustancial y motiva la producción de modelos más refinados y de mayor precisión espacial con un menor coste (Chiverrell *et al.*, 2008).

Estas técnicas han permitido la cartografía de formas lacustres litorales que previamente habían pasado desapercibidas, debido princi-

palmente a cuatro causas: 1) la suave topografía de la llanura perilagunar; 2) la localización de las formas lacustres lejos de la orilla actual de la laguna; 3) la atenuación de la expresión topográfica de las formas litorales debido al uso agrícola a lo largo de la historia; y 4) la degradación o deterioro geomorfológico que afecta a estas formas debido a su recubrimiento al menos parcial por materiales eólicos, coluviales o edáficos (Currey, 1994).

Este deterioro también está relacionado con la migración lateral de corrientes que pueden erosionar depósitos litorales colgados.

Cada cordón litoral representa un nivel morfo-sedimentario asociado con la posición predominante de la línea de costa durante un tiempo suficientemente largo (Orme y Orme, 1991), por lo que puede ser utilizado directamente como indicador paleoambiental de

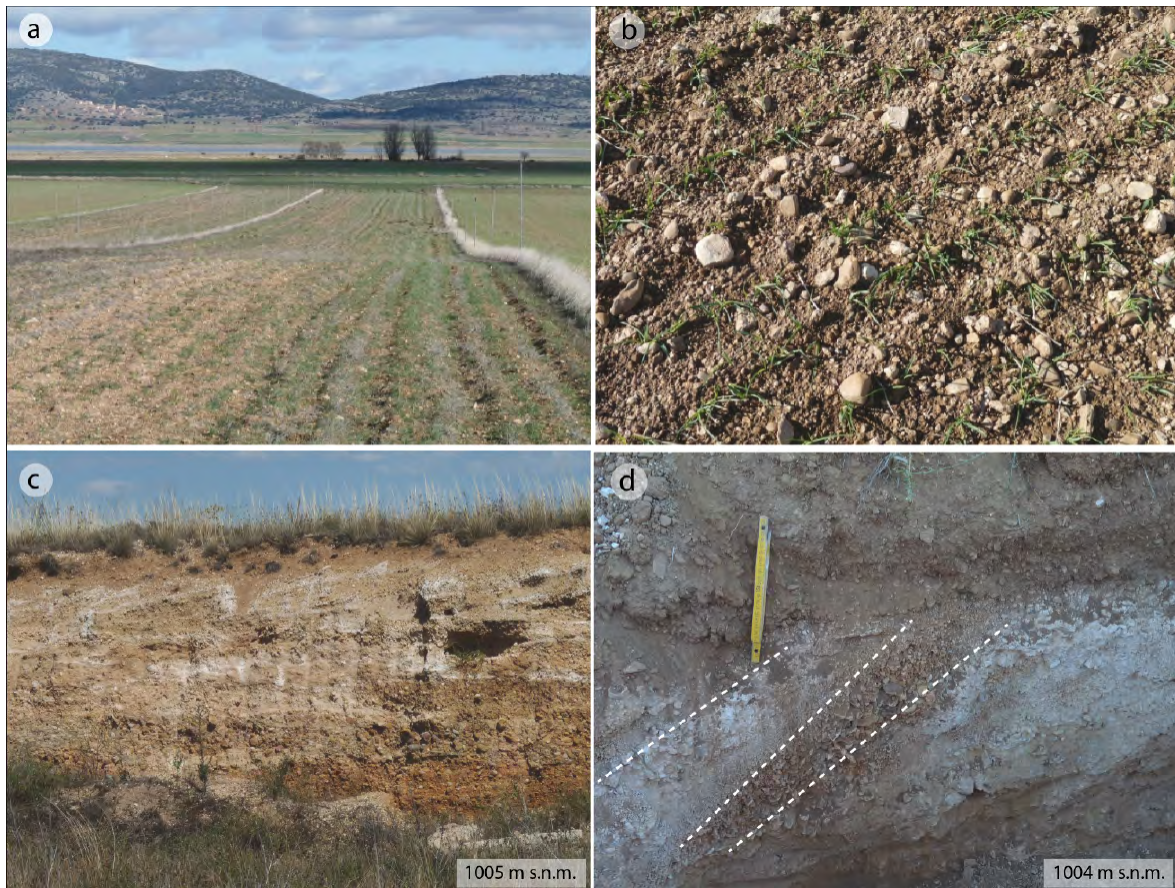


Figura 9: Evidencias de campo de formas y depósitos litorales alrededor de la laguna de Gallocanta. (a): Declive asociado a un cordón litoral relictivo en el margen SO; (b): Aspecto superficial de los depósitos litorales, con predominio de pequeños cantos subredondeados; (c): Frente de una gravera localizada a 1005 m s.n.m. en el margen SO donde se observa un nivel superior de gravillas y arenas con laminación cruzada planar, fosilizando un depósito de gravas angulosas característico de abanico aluvial; (d): Depósito de gravillas y arenas con laminación cruzada planar excavado en un cordón relictivo a 1004 m s.n.m. en el margen NE. Localización de las fotos en la Fig. 2.

Figure 9: Field evidences of littoral forms and deposits around Gallocanta Lake. (a): slope break associated with a relict littoral ridge in the SW margin; (b): Superficial appearance of the littoral deposits, with prevalence of small sub-rounded pebbles; (c): Quarry front located at 1005 m.a.s.l. in the SW margin; an upper sandy-pebble level with planar cross-bedding lies upon a typical alluvial fan deposit with massive angular gravels; (d): Pebble and sand deposit with planar cross-bedding excavated on a relict littoral ridge at 1004 m.a.s.l. in the NE margin. Location of photos in Fig. 2.

línea de costa, tal y como se aplica en ambientes costeros tanto marinos (Tamura, 2012; Sander *et al.*, 2016), como lacustres (Thompson, 1992; Wang *et al.*, 2017).

Los MDT derivados del LiDAR muestran formas litorales cuya geometría permite reconstruir la paleogeografía de la laguna en tiempos pasados y proporciona nuevos detalles sobre la extensión de la laguna y sobre la dinámica litoral que pudo dominar en diferentes momentos de su evolución. Esta información puede aportar datos importantes para interpretar cambios climáticos históricos en este ámbito lacustre semiárido, sensible a las variaciones pluviométricas y a las fluctuaciones de los niveles freáticos y fluviales circundantes. A pesar de las diferencias de pendiente y de procesos costeros actuales registrados en los dos márgenes del cuerpo principal de la laguna, se observa una alta correspondencia entre las formas y depósitos identificados y cartografiados en ambos. La distribución de cordones litorales marca una extensión de la laguna muy superior a la actual para tiempos pasados, confirmando las observaciones hechas previamente por Gracia (1995) a partir de la interpretación sedimentológica de depósitos litorales relictos colgados y accesibles en graveras excavadas en uno de los cordones más continuos.

Se han identificado más de 10 niveles de cordones litorales escalonados, especialmente bien desarrollados en el margen sur y SE de la laguna. El nivel más alto reconocido hasta el momento se desarrolla a 1008 m, lo que corresponde a una paleolínea de costa localizada a unos 17 m por encima del fondo lacustre actual. Esta situación de máximo llenado, en ausencia de otros posibles datos que hagan modificarla al alza, representa una laguna con una extensión mínima de 5931 ha, 6,4 veces la extensión del actual fondo lacustre donde se produce inundación intermitente (~928 ha), es decir, con una amplia expansión lagunar en los sectores occidental y meridional, así como hacia el valle de Tornos (Fig. 10). De acuerdo con la edad de los sedimentos lacustres más antiguos datados en el centro de la laguna (Luzón *et al.*, 2007), esta etapa

de máximo llenado pudo corresponder con las fases húmedas que registró el centro de la Península Ibérica durante la última glaciación en el Pleistoceno Superior (Bañuls-Cardona *et al.*, 2014). En ese sentido, datos procedentes del análisis sedimentológico y palinológico de sondeos en la cercana laguna de Villarquemado, en el sector meridional de la fosa de Jiloca (unos 30 km al SSE de Gallocanta), muestran una fase de importante expansión y altos niveles hidrológicos en torno a cal. 13.540-11.270 años BP (Aranbarri *et al.*, 2014). Aunque las correlaciones paleohidrológicas entre lagos habría que tomarlas con mucha cautela incluso dentro de una misma región, la cercanía de Villarquemado con respecto a Gallocanta es suficiente como para considerar seriamente la posibilidad de una importante fase de expansión lagunar a finales del Pleistoceno Superior, que pudiera ser responsable de la generación de algunos de los cordones más altos reconocidos en el presente trabajo.

En cualquier caso, la distribución concéntrica de cordones sugiere una progresiva desecación de la laguna de Gallocanta durante su evolución, a lo largo del Pleistoceno Superior-Holoceno, en la línea de las tendencias reconstruidas a partir del análisis mineralógico y sedimentológico del registro sedimentario del fondo lacustre (Schütt, 1998; Luzón *et al.*, 2007). Será necesario muestrear e intentar datar los distintos cordones relictos escalonados para poder reconstruir en detalle las velocidades de desecación. No obstante, no se descartan posibles episodios de reinundación, ya identificados localmente tras el análisis sedimentológico y edáfico de una de las terrazas/cordones lacustres realizado por Luna *et al.* (2016). Todos estos datos permitirán extraer conclusiones paleoambientales y paleohidrológicas, muy útiles para corroborar o matizar las interpretaciones paleoclimáticas establecidas para la zona por otros autores (Luzón *et al.*, 2007).

Por otro lado, las flechas litorales y las barreras arenosas desarrollan morfologías acordes con las corrientes litorales dominantes que las generaron. En cuerpos de agua de

dimensiones limitadas, como estuarios, lagos o embalses, donde la energía del oleaje no alcanza valores importantes, estas formas litorales son especialmente sensibles a la dirección de las corrientes litorales (Nordstrom y Jackson, 2012). De esta manera, a partir de las morfologías reconocibles en los cordones, islas barrera y flechas relictas identificadas en este trabajo, pueden reconstruirse las direcciones dominantes de las corrientes litorales y el sentido del transporte sedimentario predominante en la laguna. Así, la mayoría de las formas cartografiadas señalan paleocorrientes dominantes dirigidas hacia el SE, similares a las actuales, si bien se han identificado algunas otras formas, tanto relictas como actuales, asociadas a corrientes dominantes en sentido contrario (Fig. 10).

Dado que las formas, desarrollo y corrientes dominantes para cada nivel de cordones no coinciden exactamente, la cartografía detallada de todas estas formas para cada nivel permitirá reconstruir la forma detallada de la

laguna en cada momento/isócrona y las corrientes litorales dominantes. Esto, unido a la profundidad de agua de ese momento, las dimensiones y las características texturales de los sedimentos litorales asociados, puede ser utilizado para reconstruir las características del oleaje y de las corrientes (Zhang *et al.*, 2010; Ji y Jin, 2014). A partir de esta información se puede obtener la intensidad y dirección preferente de los vientos dominantes en cada momento, un dato paleoclimático de gran interés y difícil de obtener a partir de otro tipo de registros morfosedimentarios (Damnati *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2017).

No obstante, mientras que la reconstrucción de paleocorrientes es relativamente sencilla en costas marinas, resulta mucho más difícil en ambientes lacustres someros, ya que la forma del lago puede variar sustancialmente con leves fluctuaciones del nivel de agua (Timms, 1992). A lo largo de su evolución, las fluctuaciones de nivel pueden hacer que las orillas de la laguna adquieran diferentes for-

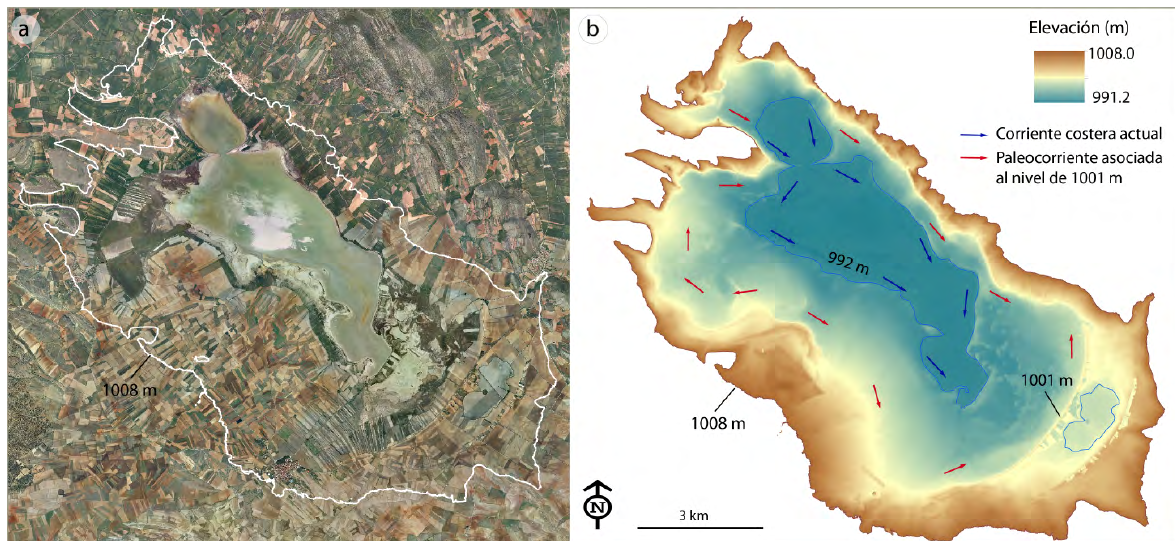


Figura 10: (a): Ortofoto PNOA (2006) mostrando la curva de nivel de 1008 m s.n.m., correspondiente a la máxima extensión de la laguna de Gallocanta durante el Pleistoceno Superior, elaborado a partir del mapa de formas litorales relictas. (b): MDT en el que se ha superpuesto la interpretación de las corrientes y paleocorrientes lacustres asociadas a formas litorales actuales y relictas identificadas a una altitud de 1001 m. El borde lagunar actual se indica a 992 m s.n.m.

Figure 10: (a) PNOA (2006) orthophoto showing the 1008 m.a.s.l. contour line, equivalent to the maximum extension of Gallocanta Lake during the Upper Pleistocene, elaborated from the map of relict littoral forms. (b): DTM with drawing of the lacustrine currents and palaeocurrents interpreted from present and relict (1001 m height) littoral forms. The present lake shore has been drawn at 992 m.a.s.l.

mas y sobre todo diferentes orientaciones con respecto a los vientos dominantes, llevando a la generación de corrientes de deriva litoral que fluyan en sentidos opuestos (Fig. 10). En comparación con lagos de regiones húmedas, donde las formas litorales se generan y evolucionan muy lentamente, funcionando casi siempre con una gran uniformidad a lo largo de periodos largos de tiempo (Timms, 1992), las rápidas y frecuentes fluctuaciones de nivel que se dan en lagos de regiones semiáridas, más rápidas incluso que las que se registran en costas marinas, favorecen la preservación de las formas más antiguas, que quedan relictas, abandonadas durante los periodos de descenso del nivel de agua. Estas formas relictas presentan un alto potencial de preservación debido, entre otros factores, a la práctica ausencia de fenómenos de oleaje energético (frecuentes, sin embargo, en costas marinas). En el caso de la laguna de Gallocanta, además, la topografía dominante, muy suave o de gran planitud, inhibe el desarrollo de procesos de erosión hídrica asociados a la esorrentía, o los movimientos de masas en laderas y, por tanto, no existen apenas procesos naturales que sean capaces de destruir todas estas formas una vez generadas.

6. Conclusiones

La combinación de fotointerpretación este-reoscópica y modelos digitales del terreno obtenidos de datos de LiDAR resuelve la dificultad de cartografiar paleolíneas de costa lacustres en zonas de relieve suave y con suelos cultivados. Este procedimiento permite reconocer diversas formas litorales como cordones de playas, flechas, barreras, ensenadas, deltas y acantilados a distintas alturas y con distinto grado de desarrollo. En la laguna de Gallocanta se han identificado al menos 10 niveles litorales escalonados, con una gran continuidad lateral, que pueden ser seguidos a lo largo de todo el perímetro de la depresión lacustre. Esta secuencia de niveles, que cubre un intervalo de altitudes de unos 17 m, indica una progresiva desecación del lago durante el Pleistoceno Superior - Holoceno.

La geometría de las formas litorales cartografiadas puede utilizarse para obtener datos sobre la dinámica litoral dominante en el pasado: dirección de propagación del oleaje, dirección e intensidad relativa de los vientos responsables, direcciones dominantes de las corrientes de deriva litoral y direcciones preferentes de transporte sedimentario, entre otras. Este tipo de información, muy difícil o imposible de obtener solo mediante el análisis de sondeos mecánicos, es muy valiosa desde un punto de vista paleogeográfico, ya que permite realizar una reconstrucción tridimensional mucho más realista de la forma del paleolago para distintos momentos de su evolución. Esta información paleogeográfica, así como las formas litorales asociadas, es fundamental para abordar estudios paleoambientales detallados, como la aplicación de modelos matemáticos de propagación del oleaje, que permitan reconstruir valores de paleocorrientes y paleovientos asociados. Paralelamente, los mapas paleogeográficos asociados a distintos momentos de evolución del lago son básicos para comprender el alcance de las modificaciones del paisaje lacustre como consecuencia de los cambios climáticos postglaciares.

En este contexto, el siguiente paso consistirá en la identificación de los cordones litorales y barreras más altos existentes en la zona, de cara a completar una reconstrucción fiable de la máxima área de inundación alcanzada por la laguna de Gallocanta en su historia. Será necesario analizar la forma y dimensiones de estos cordones, así como las características texturales de sus depósitos asociados, para poder reconstruir la naturaleza del oleaje y las corrientes, y con ello la intensidad y la dirección dominantes de los vientos asociados. La aplicación de estas técnicas a distintos niveles de cordones, y su datación mediante métodos adecuados (OSL, por ejemplo), permitiría abordar un modelo detallado de evolución paleoambiental y paleogeográfica del lago, así como una idea más aproximada de la componente paleoclimática de dicha evolución.

Agradecimientos

Los autores agradecen las sugerencias y comentarios realizados por Blas Valero y Alejandro Cearreta, que han ayudado a mejorar la calidad final del manuscrito. El presente trabajo es una aportación al proyecto BASIL (PCIN-2014-106), financiado por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad a través de APCIN, y al proyecto i-COOP-2016SU0015 del CSIC. También es una aportación al grupo de investigación RNM-328 del Plan Andaluz de Investigación.

Referencias

- Abu Ghazleh, S.; Kempe, S. (2009). Geomorphology of Lake Lisan terraces along the eastern coast of the Dead Sea, Jordan. *Geomorphology*, 108, 246-263. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.015>
- Aranbarri, J.; González-Sampérez, P.; Valero-Garcés, B.; Moreno, A.; Gil-Romera, G.; Sevilla-Callejo, M.; García-Prieto, E.; Di Rita, F.; Mata, M.P.; Morellón, M.; Magri, D.; Rodríguez-Lázaro, J.; Carrión, J. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. *Global and Planetary Change*, 114, 50-65. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.003>
- Bañuls-Cardona, S.; López-García, J.M.; Blain, H.A.; Lozano-Fernández, I.; Cuenca-Bescós, G. (2014). The end of the Last Glacial Maximum in the Iberian Peninsula characterized by the small-mammal assemblages. *Journal of Iberian Geology*, 40, 19-27. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n1.44085
- Barber, C.P.; Shortridge, A. (2005). Lidar Elevation Data for Surface Hydrologic Modeling: Resolution and Representation Issues. *Cartography and Geographic Information Science*, 32 (4), 401-410. <https://doi.org/10.1559/152304005775194692>
- Benavente, J.; Del Río, L.; Plomaritis, T.A.; Menapace, W. (2013). Impact of coastal storms in a sandy barrier (Sancti Petri, Spain). *Journal of Coastal Research*, SI 65, 666-671. <https://doi.org/10.2112/SI65-113.1>
- Bishop, M.P.; James, L.A.; Shroder, J.F.; Walsh, S.J. (2012). Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. *Geomorphology*, 137, 5-26. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.027>
- Bowman, D. (1971). Geomorphology of the shore terraces of the Late Pleistocene Lisan Lake Israel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 9, 183-209. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(71\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(71)90031-9)
- Burbank, D.K.; Anderson, R.S. (2012). *Tectonic Geomorphology*. Wiley-Blackwell, 288 pp.
- Burjachs, F.; Rodó, X.; Comín, F.A. (1996). Gallocanta: ejemplo de secuencia palinológica en una laguna efímera. En: *Estudios Palinológicos* (B. Ruiz Zapata, ed.). Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 25-29.
- Burrough, S.L.; Thomas, D.S.G.; Shaw, P.A.; Bailey, R.M. (2007). Multiphase Quaternary highstands at Lake Ngami, Kalahari, northern Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 280-299. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.010>
- Burrough, S.L.; Thomas, D.S.G. (2009). Geomorphological contributions to palaeolimnology on the African continent. *Geomorphology*, 103, 285-298. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.07.015>
- Castañeda, C.; Gracia, F.J.; Meyer, A.; Romeo, R. (2013). Coastal landforms and environments in the central sector of Gallocanta saline lake (Iberian Range, Spain). *Journal of Maps*, 9 (4), p. 584-589. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.829413>
- Castañeda, C.; Gracia, F.J.; Luna, E.; Rodríguez, R. (2015). Edaphic and geomorphic evidences of water level fluctuations in Gallocanta Lake, NE Spain. *Geoderma*, 239-240, 265-279. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.11.005>
- Chiverrell, R.C.; Thomas, G.S.P.; Foster, G.C. (2008). Sediment-landform assemblages and digital elevation data: Testing an improved methodology for the assessment of sand and gravel aggregate resources in north-western Britain. *Engineering Geology*, 99, 40-50. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.005>
- Comín, F.A.; Rodó, X.; Comín, P. (1992). Lake Gallocanta (Aragón, NE Spain), a paradigm of fluctuations at different scales of time. *Limnetica*, 8, 79-86.
- Currey, D.R. (1994). Hemiarid lake basins: geomorphic patterns. En: *Geomorphology of Desert Environments* (A.D. Abrahams; A.J. Parsons, eds.). Chapman and Hall, London, 422-444. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8254-4_16
- Damnati, B.; Etebaai, I.; Benjilani, H.; El Khoudri, K.; Reddad, H.; Taieb, M. (2016). Sedimento-

- logy and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: Paleohydrological changes for the last 2300 cal BP in Morocco (western Mediterranean region). *Quaternary International*, 404, 163-173. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.038>
- De Gelder, G.; Fernández-Blanco, D.; Lacassin, R.; Armijo, R.; Delorme, A.; Jara-Muñoz, J.; Melnick, D. (2015). Corinth terraces re-visited: Improved paleoshoreline determination using Pleiades-DEMs. *Geotectonic Research*, 97, 12-14. <https://doi.org/10.1127/1864-5658/2015-06>
- Fernández-Núñez, M.; Burningham, H.; Ojeda Zújar, J. (2017). Improving accuracy of LiDAR-derived digital terrain models for saltmarsh management. *Journal of Coastal Conservation*, 21, 209-222. <https://doi.org/10.1007/s11852-016-0492-2>
- Ghienne, J.F.; Schuster, M.; Bernard, A.; Düringer, P.; Brunet, M. (2002). The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. *Quaternary International*, 87, 81-85. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00063-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00063-5)
- Gómez, C.; Hayakawa, Y.; Obanawa, H. (2015). A study of Japanese landscapes using structure from motion derived DSMs and DEMs based on historical aerial photographs: New opportunities for vegetation monitoring and diachronic geomorphology. *Geomorphology*, 242, 11-20. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.021>
- Gracia, F.J. (1993). Fisiografía de la laguna de Gallocanta y su cuenca. *Xiloca*, 11, 177-204.
- Gracia, F.J. (1995). Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology*, 11, 323-335. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)00080-B](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)00080-B)
- Gracia, F.J. (2014). Gallocanta Saline Lake, Iberian Chain. En: *Landscapes and Landforms of Spain* (F. Gutiérrez; M. Gutiérrez, eds). Springer Science + Business Media, Dordrecht, 137-144. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_11
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M. (1999). Evolución geomorfológica del polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (3-4), 351 - 368.
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, F.; Gutiérrez, M. (2002). Origin and evolution of the Gallocanta polje (Iberian Range, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46, 245-262.
- Gracia, F.J.; Santos, J.A. (1992). Caracterización sedimentológica y modelo deposicional costero de una terraza lacustre pleistocena en la Laguna de Gallocanta (Provincia de Zaragoza). En: *Simposium sobre Sedimentación Lacustre* (L. Cabrera; P. Anadón, eds.). III Congr. Geol. España, S.G.E., Salamanca, vol. I de Simps., 98 - 107.
- Goudie, A.S. (2013). *Arid and Semiarid Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, England, 454 pp.
- Gutiérrez Elorza, M. (1998). *Geomorfología y cambio climático en zonas áridas*. Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza, 97 pp.
- Hare, J.L.; Ferguson, J.F.; Aiken, C.L.V.; Oldow, J.S. (2001). Quantitative characterization and elevation estimation of Lake Lahontan shoreline terraces from high-resolution digital elevation models. *Journal of Geophysical Research*, 106, 26761-26774. <https://doi.org/10.1029/2001JB000344>
- Hernández, A.; Olivé, A.; Moissenet, E.; Pardo, G.; Villena, J.; Portero, J.M.; Gutiérrez, M. (1983). *Memoria y Mapa Geológico de España, 1:50,000, Hoja nº 491, Calamocha*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 73 pp.
- Hudson, A.M.; Quade, J.; Huth, T.E.; Lei, G.; Cheng, H.; Edwards, L.R.; Olsen, J.W.; Zhang, H. (2015). Lake level reconstruction for 12.8-2.3 ka of the Ngangla Ring Tso closed-basin lake system, southwest Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 83, 66-79. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.012>
- Jara-Muñoz, J.; Melnick, D.; Strecker, M. (2015). TerraceM: A Matlab® tool to analyze marine terraces from high-resolution topography. *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU2015-11480-3.
- Ji, Z.G.; Jin, K.R. (2014). Impacts of wind waves on sediment transport in a large, shallow lake. *Lakes and Reservoirs: Research and Management*, 19, 118-129. <https://doi.org/10.1111/lre.12057>
- Jones, K.L.; Poole, G.C.; O'Daniel, S.J.; Mertes, L.A.K.; Stanford, J.A. (2008). Surface hydrology of low-relief landscapes: assessing surface water flow impedance using LIDAR-derived digital elevation models. *Remote Sensing and the Environment*, 112 (11), 4148-4158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.01.024>
- Krumbein, W.C., Sloss, L. (1955). *Stratigraphy and sedimentation*. Freeman & Co., San Francisco, 497 pp.
- Luna, E.; Castañeda, C.; Gracia, F.J. y Rodríguez-Ochoa, R. (2016). Late Quaternary pedogenesis of lacustrine terraces in Gallocanta Lake, NE Spain. *Catena*, 147, 372-385. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.046>

- Luzón, A.; Pérez, A.; Mayayo, M.J.; Soria, A.R.; Goñi, M.F.S.; Roc, A.C. (2007). Holocene environmental changes in the Gallocanta lacustrine basin, Iberian Range, NE Spain. *The Holocene*, 17, 649-663. <https://doi.org/10.1177/0959683607078994>
- Martínez-Cob, A.; Zapata, N.; Sánchez, I. (2010). *Viento y riego. La variabilidad del viento en Aragón y su influencia en el riego por aspersión*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 200 pp.
- Mermut, A.R.; Acton, D.F. (1984). The age of some Holocene soils on the Ear Lake terraces in Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Sciences*, 64, 163-172. <https://doi.org/10.4141/cjss84-018>
- Newell, W.L.; Clark, I. (2008). *Geomorphic Map of Worcester County, Maryland, Interpreted from a LIDAR-Based, Digital Elevation Model*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1005, 34 pp.
- Nordstrom, K.F.; Jackson, N.L. (2012). Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: a review. *Earth Science Reviews*, 111, 232-247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.004>
- Ocakoglu, F.; Kir, O.; Yilmaz, I.Ö.; Açikalin, S.; Erayik, C.; Tunoglu, C.; Leroy, S.A.G. (2013). Early to Mid-Holocene lake level and temperature records from the terraces of Lake Sünnet in NW Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 175-184. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.10.017>
- Olmo, P. Del; Portero, J.M.; Gutiérrez, M. (1983a). *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50,000, Hoja nº 464, Used*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 74 pp.
- Olmo, P. Del; Portero, J.M.; Villena, J.; Pardo, G.; Gutiérrez, M. (1983b). *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50,000, Hoja nº 490, Odón*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 76 pp.
- Otto, J.C.; Smith, M.J. (2013). Section 2.6. Geomorphological mapping. En: *Geomorphological Techniques* (S.J. Cook; L.E. Clarke; J.M. Nield, eds.). Online Edition. British Society for Geomorphology, London.
- Orme, A.J.; Orme, A.R. (1991). Relict barrier beaches as paleoenvironmental indicators in the California Desert. *Physical Geography*, 12, 334-346.
- Otvos, E.G. (2000) Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology* 32: 83-108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00075-6)
- Raji, O.; Del Río, L.; Gracia, F.J.; Benavente, J. (2011). The use of LIDAR data for mapping coastal flooding hazard related to storms in Cádiz Bay (SW Spain). *Journal of Coastal Research*, S.I. 64, 1881-1885.
- Rodó, X. (1997). *Escales temporals de variabilitat ecològica en un ecosistema aquàtic fluctuant: la llacuna de Gallocanta (Aragó)*. Tesis doctoral inédita, Universidad de Barcelona, 408 pp.
- Rosen, P.S. (1982). Cuspate spits. En: *Beaches and Coastal Geology* (M.L. Schwarzh, M.L., ed.). Encyclopedia of Earth Science, Springer, 349-351. https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1_143
- Saksena, S.; Merwade, V. (2015). Incorporating the effect of DEM resolution and accuracy for improved flood inundation mapping. *Journal of Hydrology*, 530, 180-194. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.069>
- Sander, L., Hede, M.U.; Fruergaard, M.; Nielsen, L.; Clemmensen, L.B.; Kroon, A.; Johannessen, P.N.; Nielsen, L.H.; Pejrup, M. (2016). Coastal lagoons and beach ridges as complementary sedimentary archives for the reconstruction of Holocene relative sea-level changes. *Terra Nova*, 28, 43-49. <https://doi.org/10.1111/ter.12187>
- Schumann, G.; Matgen, P.; Cutler, M.E.J.; Black, A.; Hoffmann, L.; Pfister, L. (2008). Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry*, 63 (3), 283-296. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2007.09.004>
- Schuster, M.; Roquin, C.; Düringer, P.; Brunet, M.; Caugy, M.; Fontugne, M.; Mackaye, H.; Vignaud, P.; Ghienne, J.F. (2005). Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1821-1827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.001>
- Schütt, B. (1998). Reconstruction of Holocene paleoenvironments in the endorheic basin of Laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of mineralogical and geochemical characters from lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 20, 217-234. <https://doi.org/10.1023/A:1007924000636>
- Skorko, K.; Jewell, P.W.; Nicoll, K. (2012). Fluvial response to an historic lowstand of the Great Salt Lake, Utah. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 143-156. <https://doi.org/10.1002/esp.2226>
- Smith, M.J. (2011). Digital Mapping: Visualisation, Interpretation and Quantification of Landforms. En: *Geomorphological Mapping*:

- methods and applications* (M.J. Smith; P. Paron; J.S. Griffiths, eds). *Developments in Earth Surface Processes*, 15. Elsevier, London, 225-249. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00008-2>
- Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironmental records. *Earth Science Reviews*, 114, 279-297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Tarolli, P.; Dalla Fontana, G. (2009). Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology*, 113, 47-56. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.006>
- Tarolli, P.; Sofia, G.; Dalla Fontana, G. (2012). Geomorphic features extraction from high-resolution topography: landslide crowns and bank erosion. *Natural Hazards*, 61, 65-83. <https://doi.org/10.1007/s11069-010-9695-2>
- Thompson, T.A. (1992). Beach-ridge development and lake-level variation in southern Lake Michigan. *Sedimentary Geology*, 80, 305-318. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90048-V](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90048-V)
- Thompson, T.A.; Baedke, S.J. (1995). Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology*, 129, 163-174. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00110-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00110-7)
- Timms, B.V. (1992). *Lake Geomorphology*. Glencoe Publishing, Adelaide, 180 pp.
- Turmel, D.; Locat, J.; Parker, G. (2015). Morphological evolution of a well-constrained, subaerial-subaqueous source to sink system: Wabush Lake. *Sedimentology*, 62, 1636-1664. <https://doi.org/10.1111/sed.12197>
- Wang, J.; Jiang, Z.; Xian, B.; Chen, J.; Wang, X.; Xu, W.; Liu, H. (2017). A method to define the palaeowind strength from lacustrine parameters. *Sedimentology*. Doi: 10.1111/sed.12388. <https://doi.org/10.1111/sed.12388>
- White, S.A.; Wang, Y. (2003). Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline. *Remote Sensing and the Environment*, 85 (1), 39-47. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00185-2](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00185-2)
- Woolard, J.W.; Colby, J.D. (2002). Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology*, 48, 269-287. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00185-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00185-X)
- Zhang, W.; Harff, J.; Schneider, R.; Wu, C. (2010). Development of a modeling methodology for simulation of long-term morphological evolution of the southern Baltic coast. *Ocean Dynamics*, 60, 1085-1114. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0311-5>
- Zenkovich, V.P. (1967). *Processes of Coastal Development*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 378 pp.

