



**Control del nivel de base fluvial en el rejuvenecimiento diferencial del sistema kárstico en yesos de Olvera-Zaframagón (NE Prov. Cádiz)**

*Fluvial base level control on the differential rejuvenation of the Olvera-Zaframagón gypsum karst system (NE Cádiz province)*

A. Martínez Sánchez <sup>(1)</sup>; O. Castillo <sup>(2)</sup>; F.J. Gracia <sup>(1)</sup>

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz) [ninin.martinez@gmail.com](mailto:ninin.martinez@gmail.com); [javier.gracia@uca.es](mailto:javier.gracia@uca.es)

(2) Dpto. de Ingeniería Industrial e Ingeniería Civil. Escuela Politécnica Superior de Algeciras. Universidad de Cádiz. 11202 Algeciras (Cádiz) [olegario.castillo@gm.uca.es](mailto:olegario.castillo@gm.uca.es)

**Resumen**

El presente trabajo analiza la evolución del relieve en un sector localizado entre la depresión del Guadalquivir y la cuenca de Ronda, en la Cordillera Bética noroccidental, representado por extensos afloramientos de arcillas y yesos triásicos, sobre los que destacan relieves rocosos aislados formados por bloques de calizas jurásicas, como el peñón de Zaframagón, al oeste del municipio de Olvera. Estos bloques dibujan una antigua superficie de erosión con pendiente hacia el NO, muy probablemente asociada a la progresiva continentalización de la cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno. Los afloramientos triásicos están afectados por una intensa karstificación en forma de dolinas y simas y otras depresiones de fondo plano, de tipo polje, en las zonas interfluviales. La incisión diferencial de los ríos Guadamanil y Guadalporcún, en la parte alta de la cuenca del río Guadalete, parece haber condicionado el desarrollo vertical de las formas kársticas. El río Guadalporcún corta transversalmente al peñón de Zaframagón a través de un corto pero profundo cañón, que ha actuado como obstáculo a la incisión del río, lo que ha provocado una menor tasa de encajamiento con respecto al río Guadamanil. Este encajamiento diferencial ha afectado al desarrollo de las formas kársticas de absorción que drenan a uno y otro río, generando simas más profundas en la vertiente que drena al Guadamanil. Por otro lado, en las laderas del valle de este río se ha reconocido una secuencia de surgencias escalonadas, cuyas alturas con respecto al cauce coinciden con las alturas generales asignadas a los niveles de terrazas cuaternarias definidos para la cuenca fluvial del Guadalete. Todos estos aspectos apuntan a que el desarrollo vertical del karst de Olvera-Zaframagón durante el Pleistoceno ha estado muy condicionado por el comportamiento del nivel de base, tanto a escala regional como local.

**Palabras clave:** Karst en yesos; nivel de base; fluviokarst; Cordillera Bética



## **Abstract**

The present work deals with the relief evolution in an area of the northwestern sector of the Betic Ranges. It is characterized by extensive outcrops of Triassic clays and gypsums over which several isolated reliefs of Jurassic carbonate rocks stand out, like the Zaframagón Rock, West of Olvera village. The flattened summits of all these carbonate blocks delimit an old erosion surface sloping NW, very probably related to the progressive continentalization of the nearby, formerly marine, Guadalquivir Tertiary Depression during the Pliocene. The Triassic gypsums are presently affected by intense karstification in form of dolines and shafts, as well as other flat-bottomed depressions similar to poljes in the interfluvial areas. Differential incision in the Guadamanil and Guadalporcún Rivers, located in the head of the Guadalete fluvial basin, seems to have conditioned the vertical development of karst forms in the region. The Guadalporcún River crosses the Zaframagón Rock through a short but deep gorge. The Rock has acted as an obstacle to the river incision and this has hampered its vertical erosion if compared to the one of the Guadamanil River. This differential incision has affected the development of absorption karst forms which drain to both rivers: dolines and shafts are deeper when draining to the Guadamanil River valley. The slopes of the valley are plenty of active and inactive springs, drawing a sequence of stepped outflow points, whose relative heights coincide with the general heights assigned to the Quaternary fluvial terrace levels regionally defined for the Guadalete River basin. All these aspects suggest a strong relationship between the Pleistocene vertical development of the Olvera-Zaframagón karst system and the behavior of the base level, both at regional and local levels.

**Key words:** Gypsum karst; base level; fluviokarst; Betic Ranges

## **1. Introducción**

El perfil de equilibrio de un río está condicionado, fundamentalmente, por su nivel de base. El concepto de nivel de base (Powell, 1875), uno de los más importantes en geomorfología, implica la imposibilidad de una red fluvial de excavar su valle y su perfil a cotas por debajo de la definida por dicho nivel (Schumm, 1979; Selby, 1985; Thorn, 1988). No obstante, se pueden establecer niveles de base parciales a lo largo de las cuencas dependiendo de las condiciones geológicas locales (afloramientos de rocas más resistentes, cruce de fallas activas, etc.).

El concepto de nivel de base se puede aplicar también a los sistemas kársticos (Jennings, 1985; Ahnert y Williams, 1997). El factor principal que determina la existencia de un nivel freático general en medios kársticos es la densidad de fracturación, ya que favorece o no el desarrollo de una tupida red de conductos endokársticos, cuya interconexión y posterior saturación de agua puede llegar a definir un

nivel freático regional. Ford (1998) distinguió cuatro estadios en el desarrollo natural de sistemas endokársticos. En un estadio 1, batifreático, la densidad de fracturación, muy baja, condicionaría el desarrollo de pocos conductos kársticos, que podrían distribuirse muy por debajo del nivel freático regional teórico. En el otro extremo del modelo (estadio 4) la densidad de fracturación es tan grande que los conductos se desarrollan coincidiendo geométricamente con el nivel freático regional. Ahnert y Williams (1997) elaboraron un modelo tridimensional de evolución morfológica de una superficie afectada por dolinización y karst poligonal, condicionada por el gradiente hidráulico, que a su vez está controlado por la posición del nivel freático regional.

Según Jennings (1985), en sistemas kársticos continentales, no costeros, el nivel de base habitualmente se hace coincidir con la llanura de inundación del principal río que drena el macizo rocoso. Esta coincidencia sería eficiente especialmente en sistemas kársticos correspondientes al estadio 4 de Ford (1998),

en los que el flujo de agua es preferentemente superficial y define un nivel freático coincidente con un plano de corrosión cuya salida al exterior viene determinada por el nivel freático regional (Ford y Williams, 2007). De este modo, los dos niveles de base, fluvial y kárstico, podrían estar ligados y su evolución podría ser conjunta, si bien el segundo estaría supeditado a la evolución del primero. El descenso del nivel de base fluvial, debido a un ascenso tectónico regional, un descenso del nivel del mar, etc., llevaría al encajamiento de la red fluvial y erosión remontante, lo que haría descender también el nivel de base kárstico de los macizos conectados con ella (Jennings, 1985).

El rejuvenecimiento de sistemas kársticos sobre yesos se manifiesta mediante el desarrollo y profundización de dolinas y valles ciegos, aunque también podría afectar a otras formas como depresiones de tipo polje (Nicod, 1976; Sauro, 1996). A menudo las formas de absorción coexisten con las formas fluviales, dada la frecuente alternancia de formaciones yesíferas con otras de tipo arcilloso, lo que muy comúnmente origina karst de tipo intraestratal (Klimchouk, 1996; Calaforra y Pulido, 1996). Como ocurre en rocas carbonáticas, el descenso del nivel de base fluvial regional puede dar lugar al escalonamiento de cuevas, surgencias y niveles de karstificación (Calaforra y Gázquez, 2017).

El presente trabajo analiza la evolución geomorfológica de un sistema kárstico sobre yesos en la Cordillera Bética muy poco conocida bajo esta perspectiva. Se trata del área intermedia entre las cuencas terciarias del Guadalquivir y de Ronda, en la confluencia de las provincias de Cádiz, Sevilla y Málaga, en torno al municipio de Olvera. El relieve es acolinado y confuso, asociado a extensos afloramientos de arcillas y yesos triásicos. Sobre estos yesos se ha desarrollado un intenso karst entre dos valles cuya evolución es diferente, por la exis-

tencia del peñón de Zaframagón, que actúa como obstáculo al encajamiento del nivel de base local en uno de ellos. El comportamiento diferencial de la incisión fluvial en ambos valles ha provocado igualmente un rejuvenecimiento “diferencial” de las formas kársticas según las zonas de influencia de cada valle fluvial. Se trata de un ejemplo de interconexión entre la evolución de formas exo-endokársticas y el comportamiento diferencial del nivel de base al que drenan los flujos kársticos, representado en este caso por los citados valles fluviales.

Aunque el peñón de Zaframagón está catalogado como Reserva Natural, el sistema kárstico de Olvera-Zaframagón es bastante desconocido y habitualmente no se cita en los trabajos generales sobre karst en yesos de España o de Andalucía (Calaforra y Pulido, 1996; Durán *et al.*, 1999; Calaforra *et al.*, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2002; Calaforra y Gázquez, 2017), probablemente debido a su situación aislada, lejos de poblaciones o de vías de comunicación. La única aproximación general a la morfología kárstica de este sector yesífero corresponde a Suma *et al.* (2009), quienes simplemente citaron la existencia de amplios campos de dolinas en la zona.

El objeto del trabajo es reconstruir la evolución geomorfológica ligada a procesos fluviales y kársticos de la zona de estudio y analizar los factores y procesos regionales y locales que han dado lugar a las formas del relieve en este sector de la Cordillera Bética. Para ello se ha recurrido a elaborar una cartografía geomorfológica detallada apoyada en campo, así como al análisis morfométrico de las formas fluviokársticas representadas.

## 2. Zona de estudio

La zona de estudio, de unos 67 km<sup>2</sup> de extensión, se ha delimitado abarcando el sector interfluvial más intensamente afectado

por dolinización; los límites N y oeste, que aproximadamente coinciden con los límites noroccidentales de la zona afectada por karsificación, se han hecho coincidir con bordes de hojas topográficas por comodidad de representación. Topográficamente la zona se caracteriza por el predominio de cerros en su mayoría de forma cónica labrados sobre yesos y arcillas del Triásico. La cota de los cerros oscila entre 350 y 400 m. Sobre estas formas cónicas sobresale el peñón de Zaframagón en el extremo noroccidental de la zona de estudio como un relieve singular sobre calizas (Fig. 1), que alcanza la máxima elevación, los 582 m. Las cotas más bajas corresponden a los fondos de los valles principales, ligeramente por encima de los 200 m. La red fluvial de la zona pertenece en su totalidad a la cuenca del río Guadalete, de drenaje atlántico. Su afluente más importante en el ámbito de estudio es el río Guadalporcún, principal

curso fluvial que atraviesa el sistema kárstico en sentido SE-NO y que corta el peñón de Zaframagón mediante un desfiladero corto pero profundo (“El Estrechón”), en una sucesión de rápidos y cascadas. Posteriormente recibe por la derecha los aportes del río Guadamanil, de menor entidad y que en su tramo más bajo muestra una orientación *grosso modo* similar a la del Guadalporcún, si bien en el último tramo muestra un trazado E-O. Tras la confluencia, el río resultante, Guadalporcún, gira hacia el SO para confluir con el Guadalete al cabo de unos 8 km. Por lo que respecta a la red secundaria, se caracteriza por una elevada densidad de pequeños cursos de carácter estacional, con un patrón de drenaje de tipo dendrítico.

El clima de la zona es de tipo mediterráneo con veranos cálidos y secos. La temperatura media en la estación de Olvera es de 15,7°C.

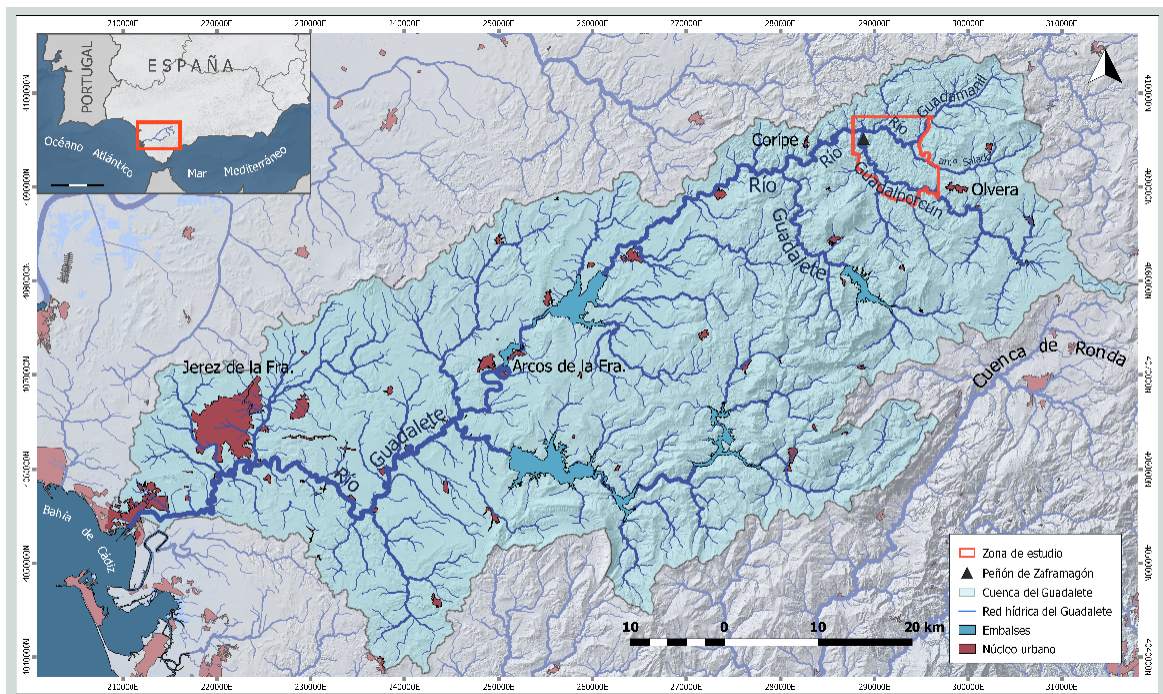


Figura 1. Zona de estudio en el conjunto de la cuenca del Guadalete, delimitada sobre el modelo digital del terreno obtenido del Instituto Geográfico Nacional.

Figure 1. Study area on the context of the Guadalete River basin, delimited upon the digital topographic model obtained from the Instituto Geográfico Nacional.



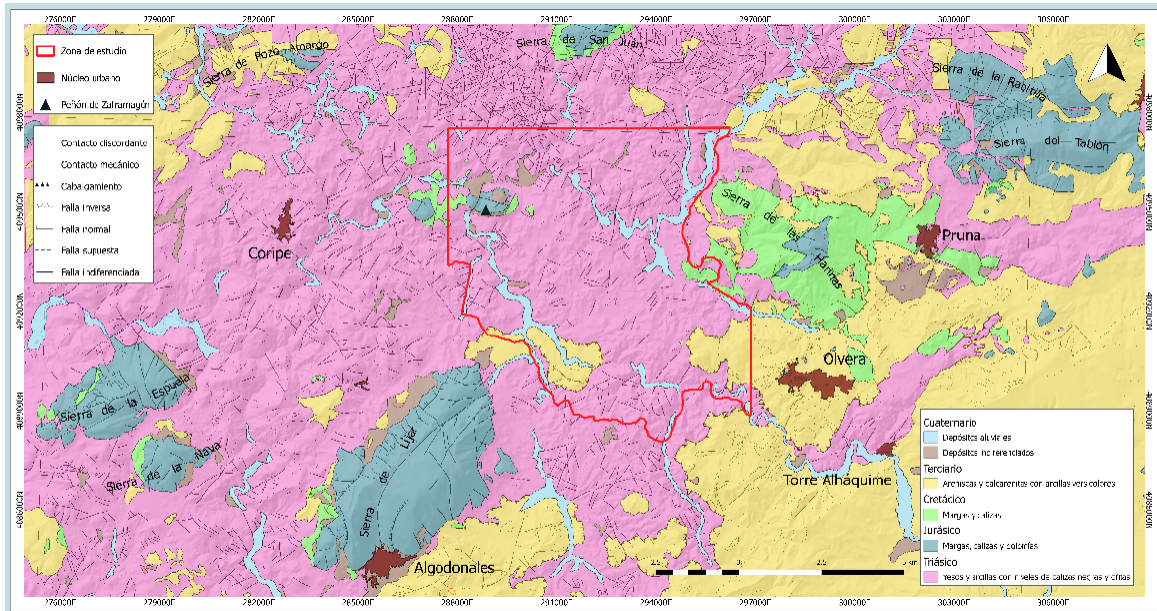


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio y sus alrededores (simplificado de Cano et al., 1991).

Figure 2. Geological map of the study area and its surroundings (simplified from Cano et al., 1991).

Las precipitaciones se concentran entre finales de otoño y comienzo de la primavera, con una precipitación media anual que oscila entre 700 y 800 mm según los sectores (UAB, 2019).

Geológicamente la zona de estudio coincide con el frente NW de la Cordillera Bética, en la Zona Subbética localizada entre la Cuenca de Ronda y la Depresión del Guadalquivir. El substrato geológico de este sector está constituido casi exclusivamente por materiales margoyesíferos del Triás Subbético, en típicas facies Keuper (Fig. 2). Se trata de margas irisadas con intercalaciones de areniscas, calizas y yesos. Éstos son especialmente abundantes en la zona de estudio, entre Coripe y Pruna, en forma de intercalaciones finas dentro de las margas, diseminados o masivos, dando afloramientos de extensión notable (Cano et al., 1991). Su estructura es bastante caótica, asociada a una tectónica gravitacional y complicada por fenómenos diapíricos recurrentes.

Sobre este substrato se ubica el peñón de Zaframagón, una unidad alóctona cabalgante

formada por más de 300 m de rocas calcáreas jurásicas del Subbético Medio, formados por dolomías brechoides grises masivas, altamente karstificables. Las mismas unidades calcáreas forman la vecina Sierra de Lija, a 5 km al sur de Zaframagón, donde se desarrolla un espectacular karst (Ojeda et al., 1987), así como otros afloramientos similares dispersos por la región (Fig. 2). Otras unidades litológicas presentes en el área de estudio corresponden a materiales del Terciario (Unidad del Aljibe) que esporádicamente conforman isleos tectónicos asociados a escamas cabalgantes sobre el Triásico. Incluyen arcillas vericólores paleógenas y areniscas y margas del flysch numídico del Campo de Gibraltar (Cano et al., 1991).

La evolución geomorfológica de la Cordillera Bética durante el Neógeno y Cuaternario ha pasado por diversas fases de generación de relieve (por actividad tectónica; Reicherter y Peters, 2005) e incisión y denudación por procesos diversos (fluviales, kársticos, glaciares, litorales, etc.; Azañón et al., 2015). Durante el

Tortonense Superior tuvieron lugar las pulsaciones tectónicas más importantes de carácter vertical, a la vez que se producía una intensa sedimentación marina en la depresión del Guadalquivir. Posteriormente, durante el Messiniense se produjo el comienzo de la continentalización de dicha depresión (Viguier, 1974), bajo un clima de características áridas (Rodríguez Fernández, 1982); durante esta época se reactivaron tectónicamente los bordes de la cuenca. La actividad tectónica fue especialmente activa durante el Plioceno, aunque se prolongó a lo largo del Cuaternario (Rodríguez Vidal y Gracia, 2004). Durante el Pleistoceno la dirección de máxima compresión cambió de NE-SO a NNO-SSE y la cordillera experimentó una elevación general, alcanzando su máximo a mediados del Cuaternario (Philip y Bousquet, 1975).

Por ello, y a diferencia de otros sistemas montañosos ibéricos, la Cordillera Bética no parece haber desarrollado superficies de erosión extensas, y las pocas que se han identificado se encuentran muy fragmentadas y compartimentadas, debido a la continuada actividad tectónica de elevación diferencial registrada durante el Plioceno y Cuaternario (Farines *et al.*, 2015). Tal circunstancia ha impedido hasta el momento utilizar este marcador como referencia para reconstruir la actividad neotectónica y estimar la incisión fluvial, tal y como se ha hecho en otros ámbitos peninsulares, como la Cordillera Ibérica (Gutiérrez y Gracia, 1997; Giachetta *et al.*, 2015).

La zona de estudio se caracteriza por una sismicidad muy superficial asociada a fallas inversas y direccionales (área de Morón-Olvera), que hacia el oeste pasan a un conjunto de pliegues activos, en el marco de una compresión NO-SE entre las placas europea y africana, así como un desplazamiento de la cordillera hacia el ONO (Ruiz Constán *et al.*, 2009, 2012; González-Castillo *et al.*, 2015). La respuesta de las redes fluviales a la elevación tectónica regional consiste en una rápida in-

cisión vertical, debido a la tendencia de los ríos a recuperar sus correspondientes curvas longitudinales de equilibrio. Esta tendencia está condicionada por la diferente susceptibilidad de los materiales a ser erosionados, y por la concurrencia o no de otros procesos morfogenéticos que ayuden a la erosión, fundamentalmente procesos de meteorización (Gutiérrez, 2008). En consecuencia, la erosión fluvial, desencadenada por el descenso relativo del nivel de base, y los procesos kársticos han dado lugar a una topografía accidentada, con valles incididos, a veces formando pasillos estrechos y profundos, e interfluvios con relieve muy irregular.

### 3. Metodología

El análisis geomorfológico de la zona de estudio se llevó a cabo mediante la inspección de fotografías aéreas e imágenes de satélite, acompañada de trabajo de campo, con el objeto de elaborar un mapa geomorfológico detallado. En primer lugar, se usó la imagen y el modelo digital 3D que ofrece el programa Google Earth®, para reconocer las principales formas fluviales y kársticas (poljes y campos de dolinas) y delimitar la zona de estudio. Paralelamente se inspeccionaron las fotografías aéreas del vuelo USAF-B de 1956-57 mediante estereoscopio y se compararon las dolinas identificadas con las formas identificadas en Google Earth, en la imagen de 07-06-2918 para detectar posibles dolinas modificadas artificialmente o eliminadas (por rellenos, por apertura de canteras, etc.). Esta labor fue complementada con trabajo de campo, mediante la observación directa de las formas identificadas y elaborando el correspondiente registro fotográfico.

Siguiendo las técnicas de Ford y Williams (2007) se llevó a cabo un análisis morfométrico de las dolinas y valles ciegos identificados en la zona de estudio, teniendo en cuenta parámetros tales como área, profundidad de las simas, tipo de dolina u orden de drenaje de la

red fluvial que drena hacia ellos. A fin de obtener las distintas cotas necesarias para dicho análisis, así como para la altimetría de terrazas, se usaron los puntos LiDAR con cobertura nacional de celdas de 2X2 km de extensión y distancia en torno a 1 m. Las hojas utilizadas fueron (288, 290, 292, 294 y 296-4090), (286, 288, 290, 292, 294 y 296-4092), (286, 288, 290, 292, 294 y 296-4094) y (286, 288, 290, 292 y 294-4096). A partir de la nube de puntos LiDAR se creó en ArcGIS® un modelo de superficie, y a partir de éste se generaron curvas de nivel cada 0,5 m utilizando la extensión Spatial Analyst del programa ArcGIS. Estas curvas permitieron determinar las cotas de las dolinas, simas, surgencias y terrazas con un detalle y precisión apropiados. La profundidad de las simas se calculó restando a la cota más baja del relieve circundante la cota del punto más profundo de la depresión.

Se manejó la información de forma integrada mediante los programas Google Earth y QGIS (2016), se elaboró el mapa geomorfológico vectorial a partir de capas de formas kársticas, fluviales, estructurales y gravitacionales. Se incorporó en el Sistema de Información Geográfica el Modelo Digital del Terreno (hoja número 1063; resolución 1:25.000) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) a través del sistema WMS, que permite trabajar con distintas escalas según las necesidades.

La salida gráfica se hizo mediante el programa de edición de imágenes digitales GIMP (The GIMP team, 2017). De este modo, se añadió simbología geomorfológica y se obtuvo la versión definitiva del mapa. La misma metodología se aplicó para analizar el origen y la evolución del peñón de Zaframagón. La reconstrucción de la evolución de la red fluvial se llevó a cabo a partir de la elaboración de perfiles longitudinales de los principales ríos mediante procedimientos tradicionales (mapa topográfico de detalle y curvímetero), así como de la interpretación de la cartografía de la red de

drenaje y de las terrazas fluviales, acompañada de la correspondiente altimetría.

En cuanto a otras formas, la identificación de terrazas fluviales se ha hecho mediante la aplicación de criterios geomorfológicos clásicos: fotointerpretación estereoscópica y altimetría. La distinción entre glacis y terrazas se ha hecho aplicando criterios puramente morfológicos. No se han encontrado casos dudosos entre los dos tipos de morfologías.

#### **4. Resultados**

Como se observa en el mapa geomorfológico de la Fig. 3, el relieve de la zona presenta un carácter en general alomado, conformado por elevaciones bajas muy incididas por la red fluvial, así como por abundantes cerros de forma ondulada a cónica (Fig. 4-A), compuestos por materiales arcillo-yesíferos. Sobre éstos destacan las mayores elevaciones constituidas por materiales carbonatados. De hecho, los mayores desniveles y formas turriculadas asociadas están presentes en el principal relieve calizodolomítico de la zona, el peñón de Zaframagón, con escarpes de más de 200 m en su cara sur y 100 m en la norte. En la zona Sur de la zona de estudio, en torno al arroyo Bermejo y el río Guadalporcún, se aprecian superficies estructurales sobre series horizontales pertenecientes a la Unidad del Aljibe.

En cuanto a las laderas, al pie de los escarpes del peñón de Zaframagón se desarrollan importantes coluviones y laderas de derrubios. También abundan los movimientos de masas en la zona de estudio. Las laderas se ven afectadas en gran parte por fenómenos de reptación, formando terracillas o gradines en lomas y cerros cónicos (Fig. 4-B). También se han detectado dos deslizamientos de ladera. Por otro lado, existen laderas controladas por la erosión hídrica, dando diversas formas de reguerización y acarcavamiento sobre las facies arcillo-yesíferas, como las presentes cerca de Las Vicarías.



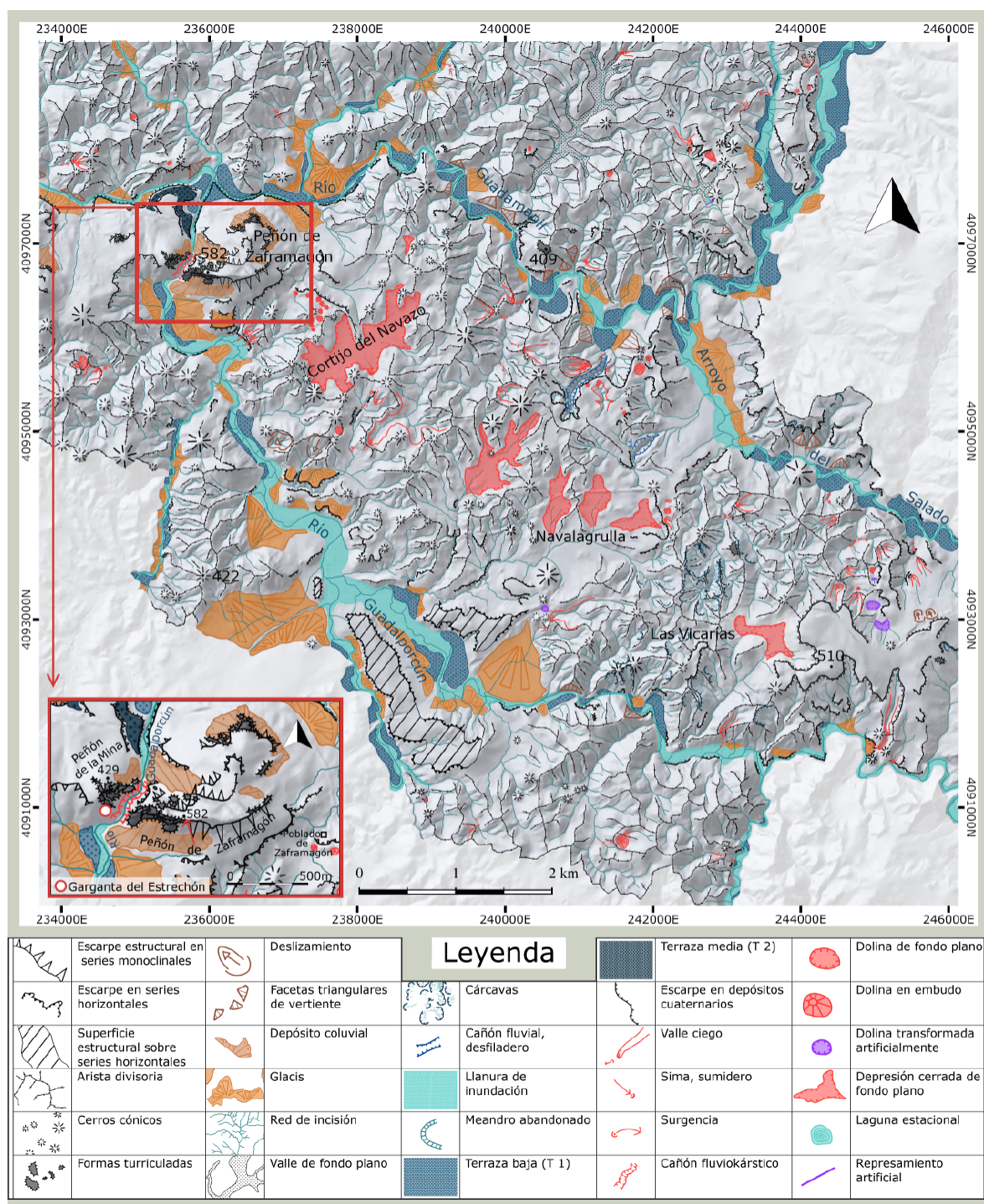


Figura 3. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

Figure 3. Geomorphological map of the studied area.



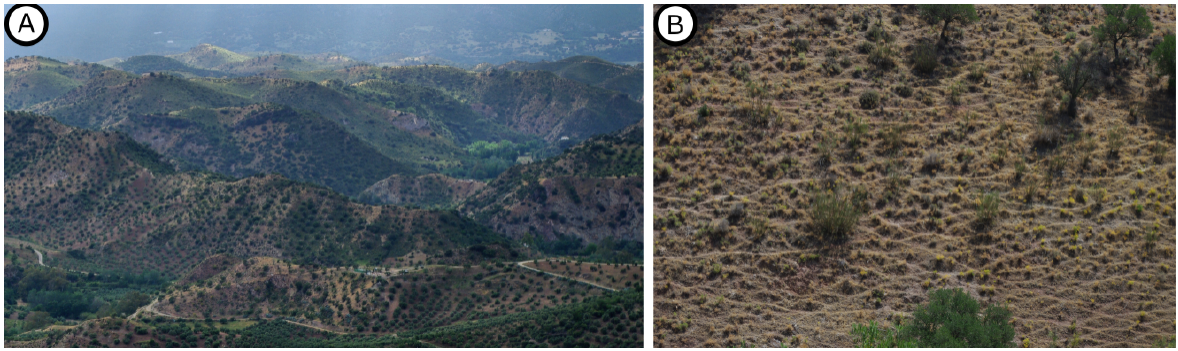


Figura 4. A: cerros cónicos en el relieve interfluvial de la zona de estudio. B: gradines en las laderas desarrolladas sobre los yesos y arcillas del Triásico.

*Figure 4. A: conical hills in the interfluvial relief of the studied area. B: terracettes in the slopes developed upon Triassic gypsums and clays.*

En torno a los principales cursos fluviales (ríos Guadalporcún, Guadamanil y arroyo del Salado), en las zonas de mayor angostura se desarrollan facetas triangulares de vertiente. Junto a los cursos también resalta la frecuente presencia de pequeños glacis, constituidos por suaves rampas sin cuenca de recepción asociada. Algunos alcanzan dimensiones notables, como el localizado junto al río Guadalporcún en la zona sur del mapa, con más de 800 m de longitud (Fig. 5-A). Muchos de estos glacis enlazan con niveles de terrazas fluviales.

La red fluvial presenta un patrón de drenaje dendrítico, con una alta densidad en zonas donde predominan los cerros cónicos. La llanura de inundación del río Guadalporcún

alcanza su máxima amplitud (320 m) en el tramo previo a su paso por la garganta del Estrechón. En esta zona, cuando el río comienza a encajarse a su entrada en la garganta, en sus márgenes se aprecian al menos 2 m de depósitos fluviales recientes, fundamentalmente compuestos por limos laminados, con alguna pequeña hilada de gravas. Por su parte, el arroyo Salado presenta una llanura con cierta anchura, de hasta 240 m. La llanura de inundación se estrecha o incluso desaparece en algunos puntos de relieve abrupto. Los principales cursos fluviales de la zona, ríos Guadamanil y Guadalporcún, presentan perfiles longitudinales muy distintos en el tramo previo a su confluencia en las inmediaciones del peñón de Zaframagón (Fig. 6), de modo



Figura 5. A: glacis desarrollado en la margen norte del valle del Guadalporcún. B: Sima sobre los yesos triásicos.

*Figure 5. A: pediment developed in the northern margin of the Guadalporcún River valley. B: Vertical shaft on the Triassic gypsums.*

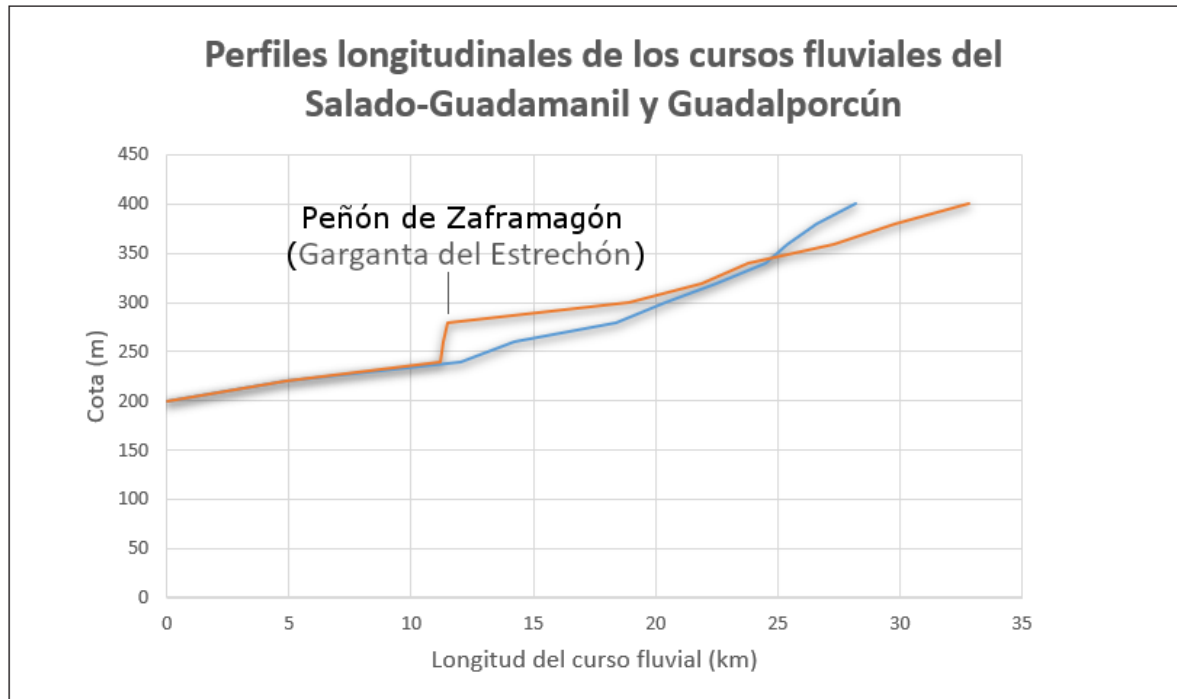


Figura 6. Perfiles longitudinales de los cursos fluviales de los ríos Guadamanil (en azul, incluyendo el arroyo Salado) y Guadalporcún (en rojo) en la zona de estudio.

*Figure 6. Longitudinal profiles of the Guadalporcún (in red) and Guadamanil (in blue) Rivers in the studied area, the last one including the arroyo Salado.*

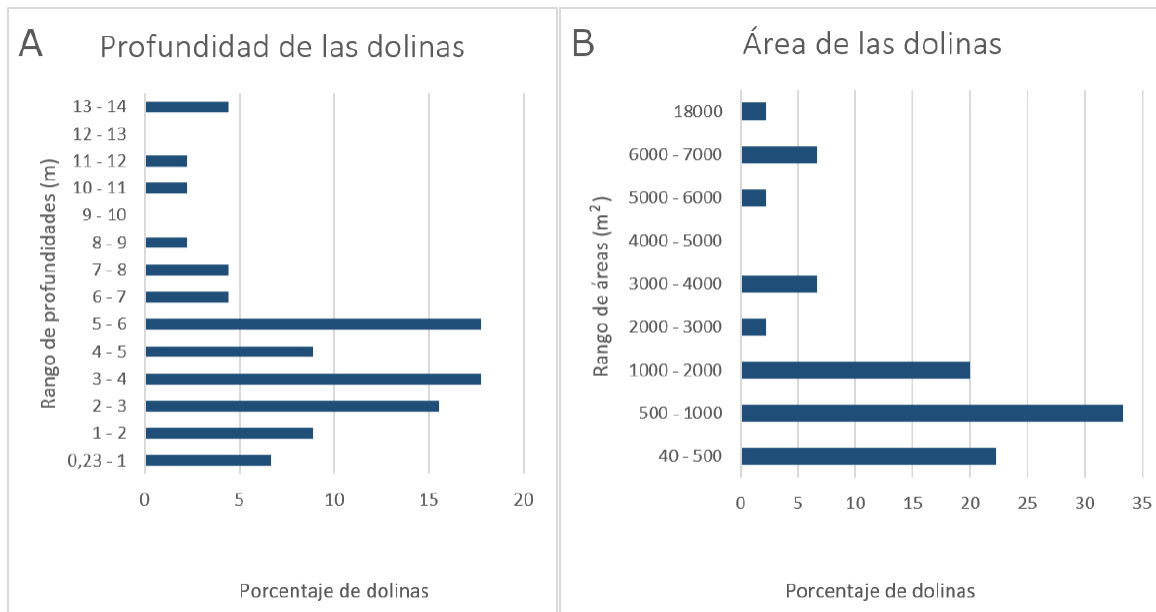


Figura 7. Porcentaje de dolinas según su profundidad (A) y área (B).

*Figure 7. Percentage of dolines according to their depth (A) and extension (B).*

que el río Guadamanil presenta una pendiente longitudinal media de 2%, mientras que el río Guadalporcún muestra una pendiente de tan solo 0,7%. En la garganta del Estrechón el río Guadalporcún aumenta su pendiente longitudinal al 6%, para posteriormente confluir con el río Guadamanil y adquirir una pendiente media cercana al 2%.

Se distinguen dos niveles de terrazas fluviales en la zona. El nivel bajo es el más abundante, presentando afloramientos en el río Guadamanil (a +4 m), río Guadalporcún (a +6 m) y río Guadalete (a +6 m). El nivel alto (a +21 m) es visible en la margen izquierda del río Guadalporcún una vez termina su paso por la garganta del Estrechón.

Las formas kársticas presentes en la zona de estudio, incluyen valles ciegos, dolinas, simas (Fig. 5-B), surgencias, depresiones cerradas de fondo plano e incluso un cañón fluviokárstico (garganta del Estrechón, entre los peñones de la Mina y de Zaframagón). La inmensa mayoría de las formas se desarrollan sobre los yesos triásicos. Las principales caracterís-

ticas de las formas kársticas identificadas se muestran en las tablas 1, 2 y 3. Se ha identificado un total de 43 dolinas, tanto aisladas como formando pequeños campos de dolinas. La mayoría, el 57,8%, son dolinas de recarga puntual, típicas de materiales yesíferos, aunque también existen dolinas de disolución normal (20 %), de colapso (13,3%) y transformadas por la actividad humana (8,9%). Su profundidad oscila entre 1 y 14 m (Fig. 7-A) y su tamaño varía entre las decenas y los 18.000 m<sup>2</sup>, si bien la mayor parte de las dolinas presenta una extensión inferior a 2000 m<sup>2</sup> (Fig. 7-B). Tras analizar la distribución de dolinas, simas y depresiones según la cota a la que aparecen, se ha encontrado que no existe ninguna relación clara, ya que la inmensa mayoría de ellas se localizan prácticamente a la misma cota (Tablas 1, 2 y 3). Por otro lado, las formas kársticas de absorción presentan un diferente desarrollo vertical según las zonas: las dolinas y simas son mucho más profundas cuando drenan hacia el valle del Guadamanil que cuando lo hacen al valle del Guadalporcún (Fig. 8).

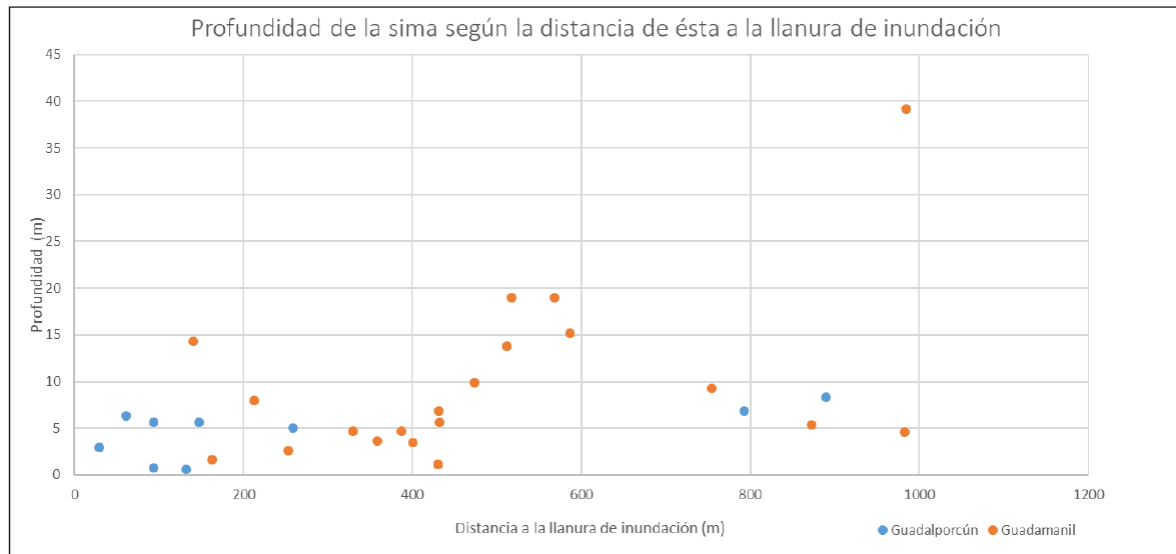


Figura 8. Relación entre profundidad de las simas y proximidad a las llanuras de inundación de los ríos Guadamanil y Guadalporcún.

*Figure 8. Relationships between shaft depth and proximity to the floodplains of the Guadamanil and Guadalporcún Rivers.*

Tabla 1. Morfometría de dolinas en yesos del karst de Olvera-Zaframagón.

*Table 1. Doline morphometry in the Olvera-Zaframagón gypsum karst.*

Num.	Tipología	Área (m <sup>2</sup> )	Cota sima (m)	Cota menor del relieve circundante (m)	Profundidad (m)
1	Recarga puntual	2659	323,8	329,6	5,8
2	Disolución normal	1068	350,9	353,9	3,0
3	Disolución normal	425	330,7	335,5	4,8
4	Fondo plano	1174	359,8	362,8	3,0
5	Fondo plano	771	351,3	353,6	2,3
6	Recarga puntual	6671	347,4	354,8	7,4
7	Recarga puntual	5793	366,6	377,8	11,2
8	Recarga puntual	513	332,6	337,0	4,4
9	Fondo plano	1924	350,0	351,6	1,6
10	Fondo plano	6044	346,8	349,6	2,8
11	Fondo plano	293	350,9	351,8	0,8
12	Recarga puntual	1168	324,3	330,3	6,0
13	Recarga puntual	794	334,8	338,7	3,9
14	Recarga puntual	991	343,6	348,8	5,2
15	Recarga puntual	1167	348,5	351,7	3,1
16	Recarga puntual	479	355,8	358,3	2,5
17	Recarga puntual	604	361,5	365,4	3,9
18	Recarga puntual	663	367,4	371,1	3,7
19	Recarga puntual	1204	357,0	360,2	3,2
20	Recarga puntual	888	355,4	357,5	2,2
21	Recarga puntual	817	355,4	357,5	2,1
22	Colapso	302	350,6	353,5	2,9
23	Recarga puntual	3072	345,4	351,2	5,9
24	Colapso	1071	348,6	349,3	0,7
25	Fondo plano	6771	327,9	329,4	1,4
26	Embudo	593	332,1	337,9	5,9
27	Embudo	595	330,9	337,9	7,0
28	Recarga puntual	884	336,8	341,2	4,5
29	Recarga puntual	207	359,6	363,3	3,7
30	Recarga puntual	431	356,7	363,3	6,6
31	Recarga puntual	3340	342,9	347,5	4,6
32	Recarga puntual	1358	347,2	357,8	10,6
33	Recarga puntual	850	362,1	367,9	5,8
34	Recarga puntual	390	356,6	369,9	13,3
35	Recarga puntual	565	362,5	371,4	8,9
36	Colapso	1455	381,5	394,7	13,2
37	transformada	842	403,1	408,6	5,5
38	transformada	18217	419,2	422,3	3,2
39	Recarga puntual	3316	425,9	432,4	6,4
40	Disolución normal	41	436,8	437,0	0,2
41	Colapso	123	358,6	359,9	1,3
42	Colapso	115	356,4	357,5	1,1
43	Colapso	537	390,2	395,9	5,6



Tabla 2. Características morfométricas de valles ciegos y surgencias identificados en el karst en yesos de Olvera-Zaframagón. Valores en metros.

Table 2. Morphometric characteristics of blind valleys and springs identified in the Olvera-Zaframagón gypsum karst. Values in meters.

Valles ciegos					Surgencias			
Nº	Orden de drenaje <sup>1</sup>	Cota sima	Cota menor del relieve circundante <sup>2</sup>	Profundidad	Nº	Cota surgencia	Altura del valle	Altura de la surgencia con respecto al valle
1		342,0	360,4	18,4	1	337,6	332,4	5,2
2	1	276,7	280,1	3,4	2	262,8	232,4	30,3
3	1	282,6	286,3	3,7	3	262,8	232,4	30,3
4	2	284,0	289,3	5,4	4	273,5	251,4	22,1
5	3	334,4	336,4	2,1	5	331,6	324,1	7,5
6	2	326,5	329,5	3,1	6	313,7	308,7	5,0
7	2	328,6	342,8	14,3	7	309,8	300,4	9,4
8	3	346,6	359,5	12,9	8	335,4	332,2	3,2
9	2	276,6	278,3	1,7	9	275,0	261,5	13,5
10	1	323,5	330,3	6,8	10	309,6	304,6	5,0
11	2	400,4	409,6	9,2	11	391,6	388,8	2,8
12	2	292,3	297,9	5,6	12	273,4	272,5	0,9
13	1	291,6	297,9	6,3	13	274,2	272,5	1,7
14	1	352,0	357,8	5,8	14	337,6	332,4	5,2
15	4	334,8	368,6	33,8	15	323,6	320,7	2,9
16	1	312,9	322,9	9,9	16	301,7	290,7	11,0
17	3	303,8	311,8	8,0	17	288,7	281,8	6,9
18	2	347,5	362,7	15,1	18	335,8	304,3	31,5
19	2	356,6	370,1	13,5	19	324,2	315,7	8,5
20	1	331,9	345,6	13,7	20	279,5	269,2	10,3
21	1	331,6	338,4	6,9	21	279,5	269,2	10,3
22	2	319,8	338,8	19,0	22	289,7	269,2	20,5
23	2	365,8	374,4	8,6	23	357,9	349,7	8,3
24	2	342,4	361,4	19,0	24	334,9	332,5	2,3
25	1	386,8	425,9	39,1	25	337,0	332,8	4,2
26	1	393,4	398,0	4,5	26	338,3	332,6	5,7
27	2	365,6	374,9	9,2	27	338,3	332,6	5,7
28	1	375,8	380,5	4,7	28	325,3	315,6	9,7
29	1	367,7	373,3	5,6	29	337,9	323,6	14,3
30	3	362,9	367,6	4,7	30	337,9	323,6	14,3
31	1	372,5	373,6	1,1	31	372,9	352,2	20,7
32	1	353,0	355,6	2,6	32	344,7	343,5	1,2
33	1	377,2	382,2	5,0	33	349,2	344,5	4,7
34	1	352,2	357,9	5,6	34	366,2	348,3	17,9
35	2	357,0	360,0	3,0	35	359,5	358,9	0,6
36	4	376,9	395,6	18,7	36	331,9	323,4	8,5
37	2	379,7	380,4	0,6	37	323,9	301,4	22,5
38	1	358,9	359,7	0,8	38	409,9	400,6	9,4
39	3	336,0	354,8	18,7				
40	2	431,6	440,0	8,3				

1 Orden de la red fluvial que drena al valle ciego, aplicando el método de Strahler (1957).

2 Cota más baja del relieve circundante más próximo a la sima. Alturas sobre el nivel del mar.

Tabla 3. Características morfométricas de las depresiones de fondo plano identificadas en el karst en yesos de Olvera-Zaframagón.

*Table 3. Morphometric characteristics of the flat-bottomed depressions in the Olvera-Zaframagón gypsum karst.*

Depresiones de fondo plano	Extensión (m <sup>2</sup> )	Longitud (m)	Anchura (m)	Cota (m)
Cortijo del Navazo	515152	1509	665	345
El Pinto	112703	724	301	424
Navalagrulla	74400	496	159	350
Rojas	103782	727	229	350
Cañada de la Madera	241820	1187	434	353

Existe un total de 40 valles ciegos repartidos por la totalidad del área karstificada. En sus fondos se desarrollan simas, algunas de grandes dimensiones (más de 50 m de profundidad), en las cuales la red hídrica se introduce aflorando a continuación en forma de manantial en la misma ladera y constituyendo un complejo entramado exo-endokárstico (Figs. 9-A y 9-B). Se trata en realidad de dolinas de recarga puntual que han ocasionado la captura de parte de la red fluvial, o bien que han originado un gradiente hidráulico que ha favorecido el desarrollo de una red fluvial local. Siguiendo la metodología de Strahler (1957), según el orden de la red fluvial que drenan se distinguen valles ciegos de orden 1, 2, 3 y 4. La mayoría presentan un orden de drenaje 1 o 2, y solo 2 de ellos muestran un orden de drenaje 4 (Fig. 9-C). Las simas de los valles ciegos presentan en su mayoría profundidades de en torno a 5 y 6 m entre la cota de la sima y el relieve circundante. No obstante, algunas de ellas presentan profundidades superiores a los 20 m, llegándose a alcanzar incluso los 40 m (Fig. 9-A). El desarrollo de los conductos, determinado por la diferencia de cota entre la surgencia y la sima más próxima localizada aguas arriba en la ladera, muestra una gran variabilidad (Fig. 9-B), con un máximo relativo en torno a los 11-13 m; algunos llegan a superar los 50 m de longitud.

Por otro lado, en las zonas de interfluvio entre los ríos principales de la zona se desarrolla un total de 5 depresiones cerradas de fondo plano, 4 de ellas capturadas por la red fluvial. A

diferencia de las dolinas, se trata de depresiones de gran desarrollo horizontal (hasta más de 500.000 m<sup>2</sup>), en las que el desnivel entre el relieve circundante y su fondo es modesto, normalmente inferior a 20 m. En la Tabla 1 se muestran las características morfométricas de las distintas depresiones. La mayor de las depresiones es la del Cortijo del Navazo, rodeada de cerros cónicos y con un sumidero a una cota de 343 m en las inmediaciones del cortijo que alberga.

En lo que se refiere al peñón de Zaframagón, se trata de una forma estructural desarrollada sobre una amplia flexión anticlinal de dirección NE-SO que afecta a la serie carbonatada jurásica (Fig. 10-A y 10-B). La garganta del Estrechón (Fig. 10-C) coincide con una falla localizada entre los peñones de Zaframagón y de la Mina. Se trata de un cañón fluvial de más de 300 m de profundidad (con respecto a la cumbre del peñón) y una anchura máxima de unos 30 m en el lecho, a lo largo de 480 m de longitud. El río Guadalporcún atraviesa la garganta en una sucesión de rápidos y cascadas (Fig. 10-D), librando un desnivel de más de 20 m.

A la salida de la garganta del Estrechón son visibles cuatro niveles de balmas o entrantes erosivos en las paredes rocosas que la enmarcan (Fig. 11), a unas alturas de 32, 47, 63 y 112 m respecto al cauce en la margen del peñón de la Mina, existiendo solo un nivel de balma visible en la margen del peñón de Zaframagón a una altura de 70 m. Dichas balmas pre-

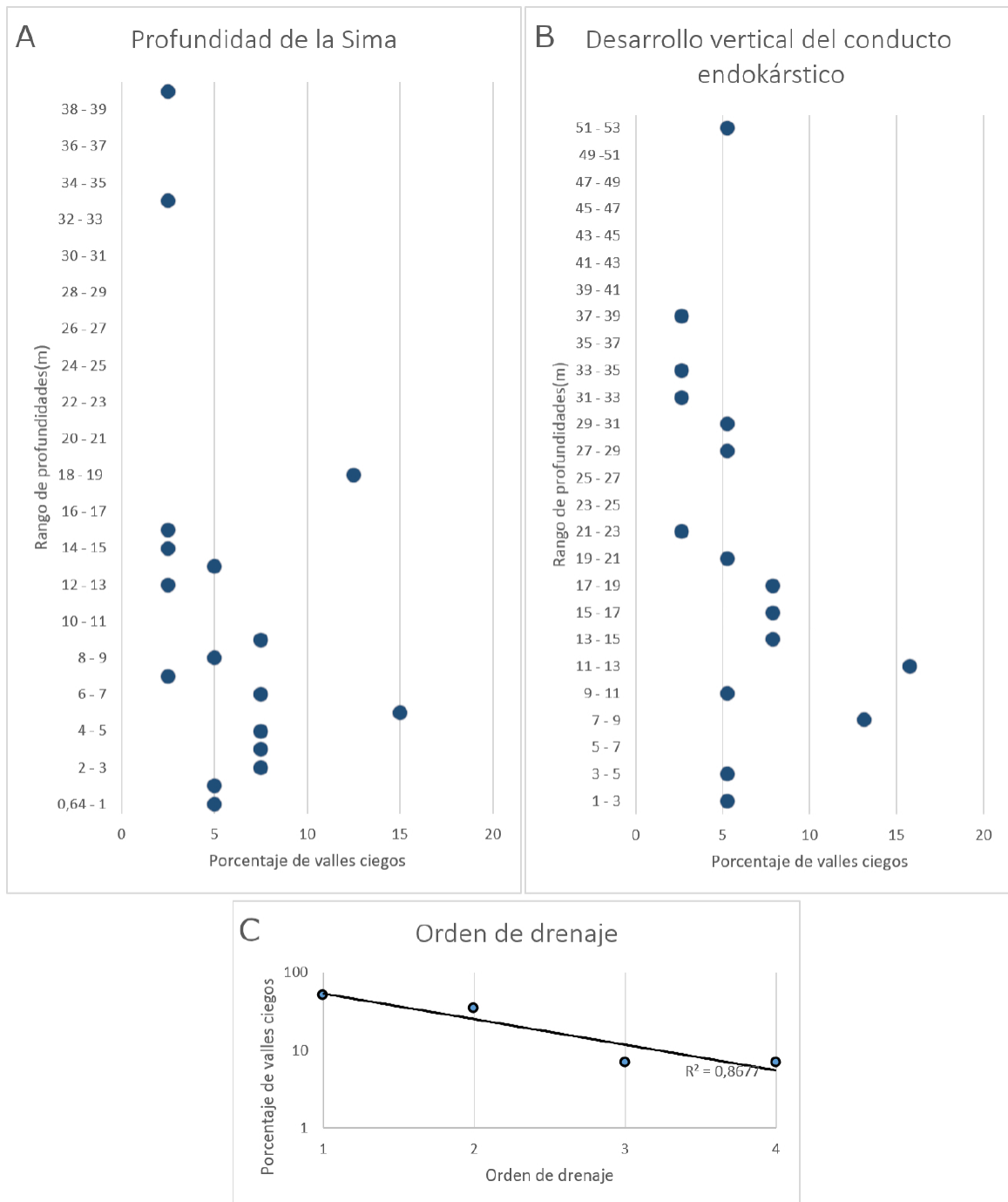


Figura 9. Morfometría y estadística de los valles ciegos reconocidos en la zona de estudio.  
A: Profundidad de la sima; B: Desarrollo vertical del conducto endokárstico; C: Orden de drenaje.  
Figure 9. Blind valley morphometry and related statistics in the studied area. A: Depth of the shaft;  
B: Endokarstic vertical channel development; C: Drainage order.

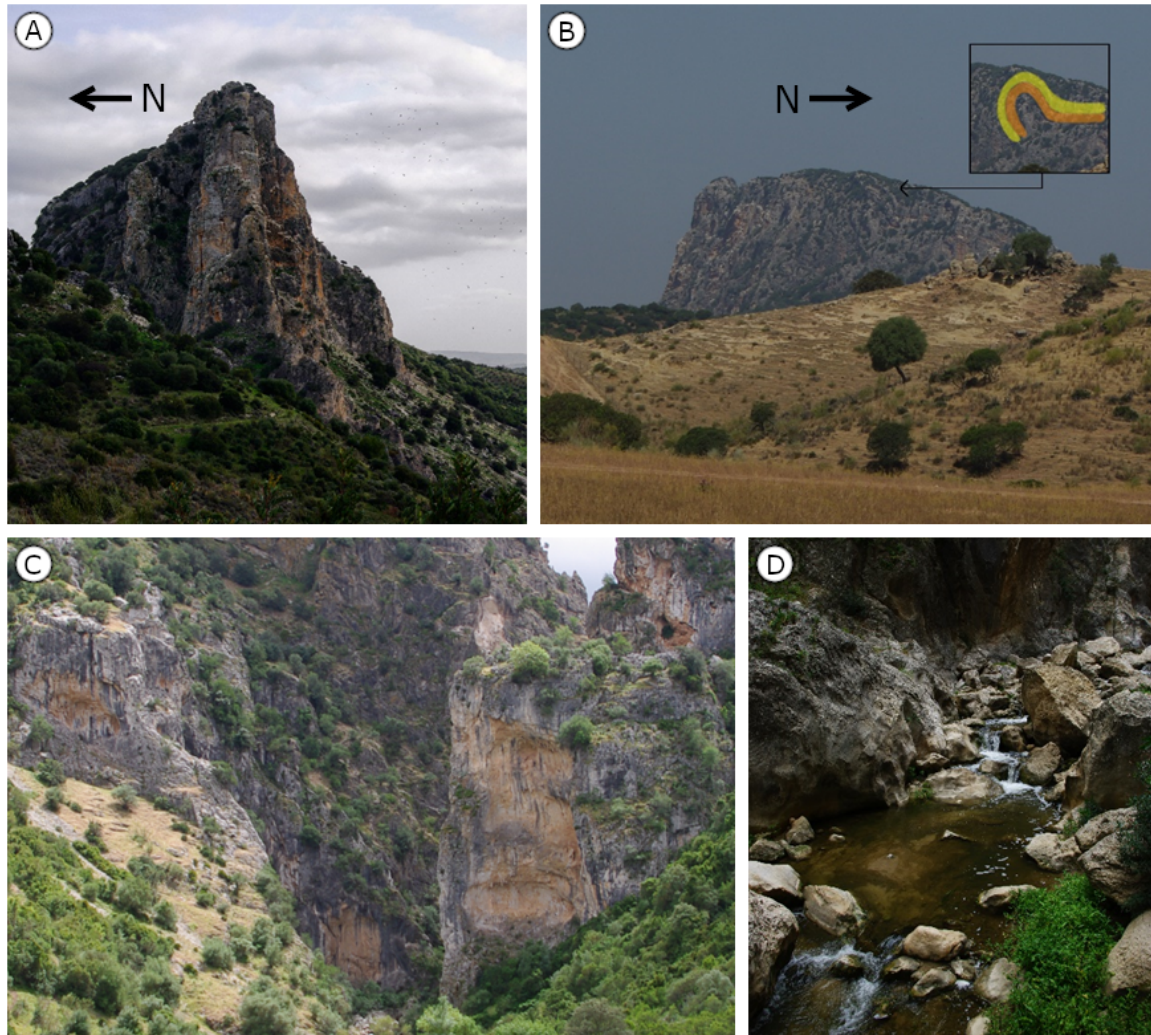


Figura 10. Peñón de Zaframagón. A: escarpes y laderas. B: vista general del peñón y estructura tectónica de la serie jurásica. C: garganta del Estrechón. D: rápidos del río Guadalquivir a su paso por el Estrechón.

Figure 10. Zaframagón Rock. A: escarpments and hillsides. B: general view of the rock and tectonic structure of the Jurassic unit. C: Estrechón gorge. D: Riffles of the Guadalquivir River bed at the Estrechón gorge.

sentan formas verticales de acumulación espeleotémica en su zona superior, algunas de aproximadamente medio metro de largo.

## 5. Discusión

El relieve bético que se extiende entre la cuenca de Ronda y la depresión del Guadalquivir presenta un carácter suavemente alomado pero progresivamente descendente hacia la

depresión del Guadalquivir, en su mayoría labrado sobre arcillas y yesos triásicos. Sobre él destaca un buen número de afloramientos rocosos de calizas jurásicas (Fig. 2), prácticamente todos ellos con cumbres aplanadas, mostrando vestigios de antiguas superficies de erosión.

El mapa de isohipsas de las cumbres de los afloramientos y relieves calcáreos de la región permite identificar dos niveles altimétricos



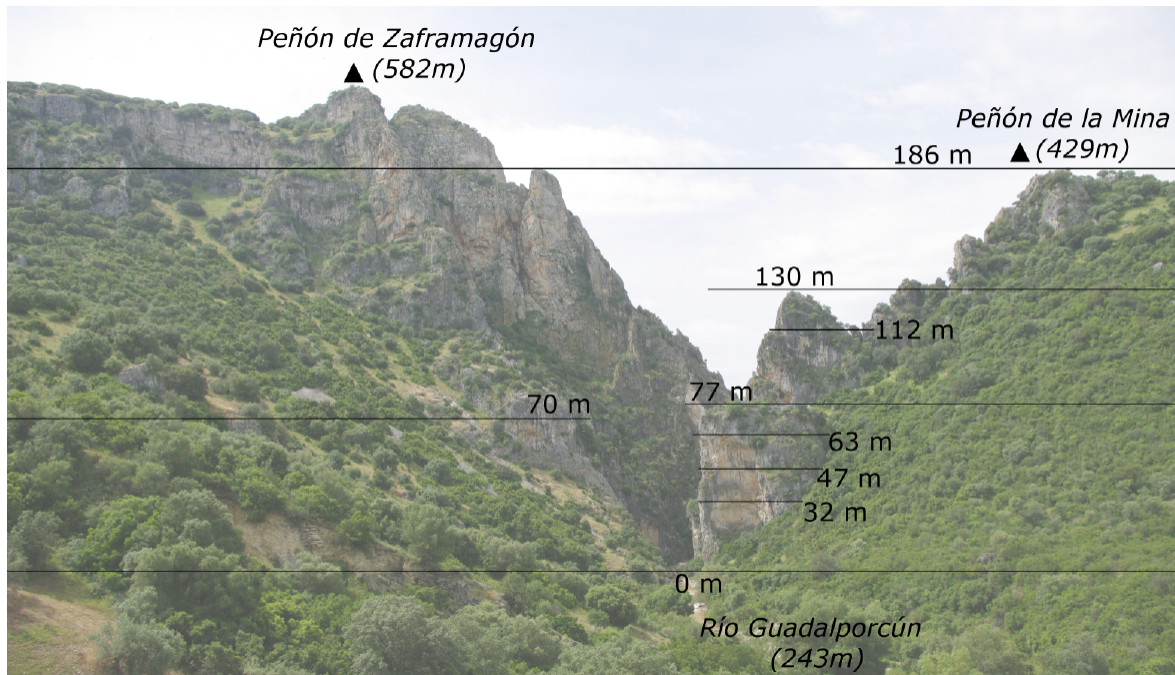


Figura 11. Niveles de balmas y cotas con respecto al cauce del río Guadalporcún en el punto de salida de la garganta del Estrechón (cara Norte del peñón de Zaframagón).

Figure 11. Levels and heights of perched fluvial notches in the Guadalporcún River, at the exit of the Estrechón gorge (northern side of the Zaframagón Rock).

(Fig. 12): uno superior, en torno a los 1000-1100 m, cuya geometría original resulta muy difícil de establecer y que actuaría como residual, y otro inferior desarrollado en torno a los 500-600 m y que arrancando del anterior muestra una clara pendiente hacia la cuenca del Guadalquivir. Por la geometría de este segundo nivel, su continuación hacia el centro de la depresión permite suponer su enlace altimétrico con el techo de la sedimentación marina neógena (Messiniense) de la cuenca, representada en este caso por la mesa de Carmona – El Viso del Alcor, cuya cumbre, a 230-260 m, desciende progresivamente hacia el SO, siguiendo la misma pendiente que la superficie de aplanamiento de los citados relieves jurásicos.

La génesis de este aplanamiento hay que ubicarla en la progresiva continentalización pliocena de la depresión del Guadalquivir, coincidente con la elevación tectónica del orógeno

bético (Roldán y Borrero, 1988; Rodríguez-Vidal y Gracia, 2004). Se trataría, por tanto, de un sistema regional de piedemontes cuyo desarrollo se iría ampliando hacia el ONO conforme el mar Plioceno se fue retirando hacia el SO.

Posteriormente, las sucesivas crisis morfo-climáticas cuaternarias habrían provocado la excavación de sistemas fluviales (Díaz del Olmo *et al.*, 1989), primero hacia el eje del Guadalquivir, tal y como dibujan las orientaciones regionales de los valles del Guadalporcún, Guadamanil e incluso del propio río Guadalete en su cabecera. Más tarde, la erosión remontante del bajo Guadalete habría producido la captura de estos cursos fluviales, lo cual explicaría la sucesión de codos que muestran las confluencias de estos ríos con el actual cauce del Guadalete (Fig. 1), así como la relativamente baja altura y carácter no muy antiguo de las terrazas del Guadalete

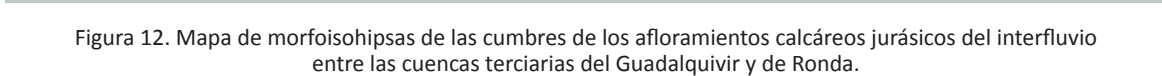


Figure 12. Morphoisohipses map of the summits of the Jurassic carbonate outcrops in the interfluve between Guadalquivir and Ronda Tertiary depressions.

Durante el Cuaternario los valles fluviales de los ríos Guadalporcún y Guadamanil evolucionaron a la par que el resto de la cuenca del Guadalete, dando diversas fases de aluvionamiento y de incisión. Por estar en zona montañosa de pendiente acusada, durante dicha evolución han predominado los procesos erosivos y de encajamiento con respecto a los procesos de aluvionamiento. No obstante, en los valles de la zona de estudio se han reconocido dos niveles de terrazas, que se correlacionan con los niveles identificados por otros autores en el resto de la cuenca (Tabla 4).

Wolf *et al.* (2014) realizaron dataciones absolutas que permitieron identificar como Pleistoceno Superior la terraza colgada a +3-5 m. Según Faust y Wolf (2017) el río Guadalete experimentó una fase de intensa incisión vertical (unos 10 m) por causas climáticas entre cal. 13,7 y 11 ka BP (por dataciones de radiocarbono), llevando al desmantelamiento parcial de las terrazas pleistocenas. Esta incisión favoreció la creación de un espacio de acomodación suficiente para el desarro-

llo de una amplia llanura de inundación, que fue rellenándose a lo largo del Holoceno, interrumpida solo por una leve fase de incisión en torno a 1 ka. Esa interpretación, basada en estudios edafológicos y sedimentológicos de detalle, explicaría la escasez de afloramientos de terrazas en toda la cuenca del Guadalete, y especialmente en su zona de cabecera.

No obstante, en la zona de estudio hay factores locales que condicionan la evolución de los valles. Aunque el descenso del nivel de base, asociado a descensos del nivel del mar en la costa atlántica, afectó a toda la red fluvial regional, en el caso del río Guadalporcún la incisión del peñón de Zaframagón, constituido por una potente serie de dolomías muy resistentes a la erosión mecánica, supuso una notable ralentización en comparación con la incisión del vecino río Guadamanil, que se excavó sobre las arcillas y yesos triásicos.

El citado bloqueo parcial del encajamiento del río Guadalporcún se manifiesta en su perfil longitudinal (Fig. 6), que muestra un aplanamiento en las inmediaciones del peñón y un aumento brusco de la pendiente durante la excavación del cañón y a su salida (Fig. 10-C). Así, tal y como se ha descrito anteriormente, aguas arriba del peñón predomina el aluvionamiento; se mantiene el nivel del cauce a una cierta altura, y con él, el del nivel de

base local (y el nivel freático asociado; Womack y Schumm, 1977), mientras que aguas abajo se produce una rápida incisión para enlazar con el cauce del río Guadamanil. Este último, al no encontrar obstáculos litológicos ante su excavación, ha conseguido propagar su encajamiento aguas arriba para conformar un valle cuya llanura de inundación se sitúa a una cota 20-30 m más baja que la del Guadalporcún. La incisión diferencial de las dolinas que drenan hacia los valles del Guadamanil y del Guadalporcún apunta a una dependencia local del comportamiento del nivel de base, condicionado en este caso por la diferente velocidad de encajamiento de los dos ríos.

Para estimar el grado de adecuación del sistema exo-endokárstico a la evolución del nivel de base fluvial, se han comparado las alturas a las que aparecen las distintas surgencias y conductos colgados en las laderas del valle del Guadamanil con las alturas de las terrazas del río Guadalete, tomando como referencia los trabajos de Mabesoone (1963) y Giles *et al.* (1993) (Tabla 4). El resultado (Fig. 14) muestra una alta densidad de surgencias a cotas de entre +3 y +10 m, equivalentes a la altura de la terraza más baja, y también otras surgencias colgadas a alturas mayores, que coinciden de manera bastante clara con las alturas de las terrazas de +15, +20 y +30 m.

Tabla 4. Distribución altimétrica de las terrazas del río Guadalete según diversos autores.  
Table 4. Height distribution of the Guadalete River fluvial terraces according to different authors.

Nivel de terraza	Mabesoone (1963)	Díaz del Olmo (1989)	Giles <i>et al.</i> (1992)	Industria lítica (Giles <i>et al.</i> , 1992, 1993)	Este trabajo
T1			+ 60	Achelense Antiguo (Final del Pleistoceno Inferior)	
T2	+ 30-40	+ 30-50	+ 45-50		
T3		+ 25	+ 30	Achelense Medio (Final del Pleistoceno Medio)	
T4	+ 15-20	+ 14-20	+ 20		+ 21
T5		+ 6-10	+ 15	Achelense Superior-Final (Final del Pleistoceno Medio)	
T6	+ 2-5	+ 3-5	+ 5-10	Paleolítico Medio (Pleistoceno Superior)	+ 4-6
T7			Llanura de inundación	Calcolítico - Bronce (Holoceno)	



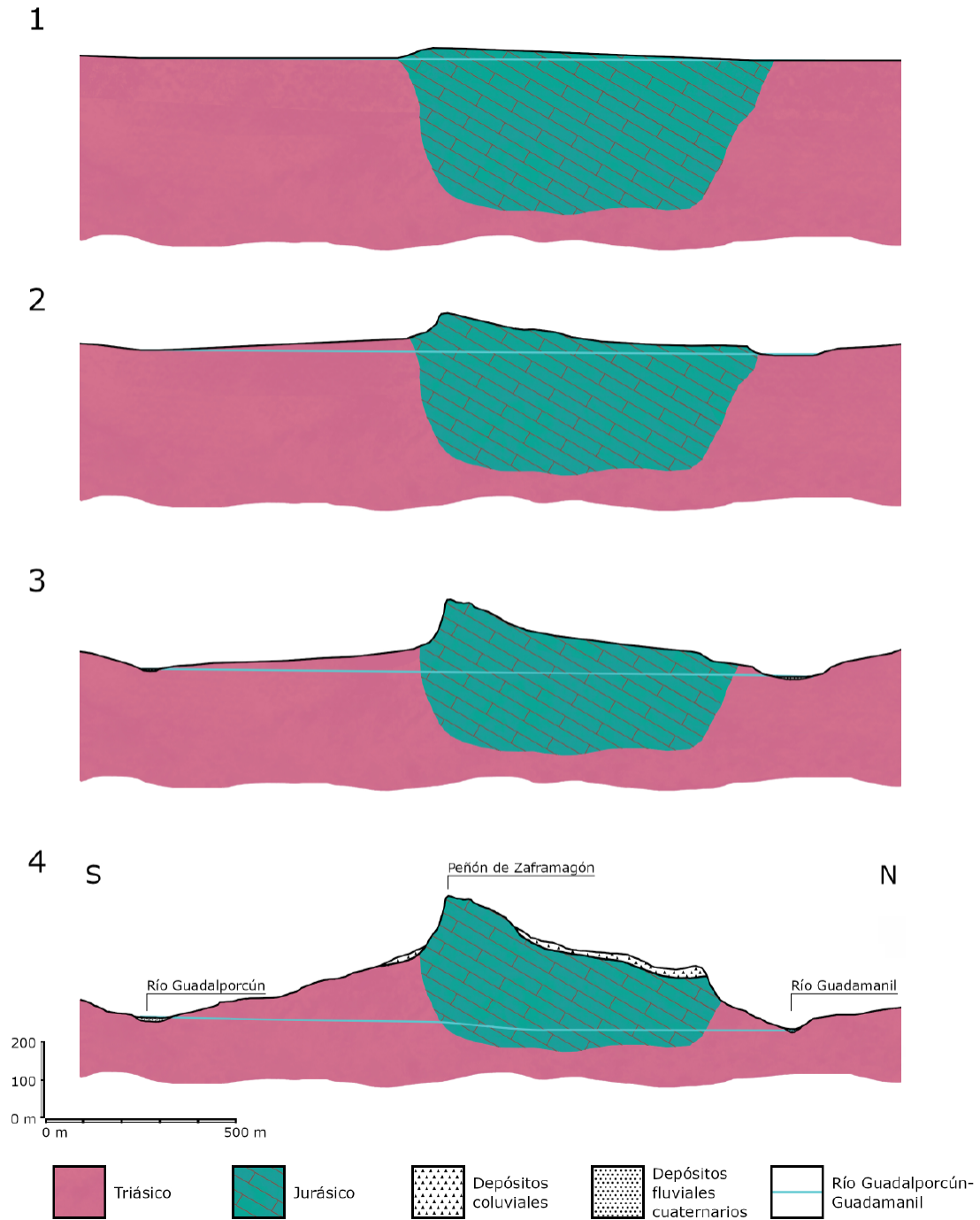


Figura 13. Evolución morfológica del peñón de Zaframagón  
 Figure 13. Geomorphological evolution of the Zaframagón Rock.



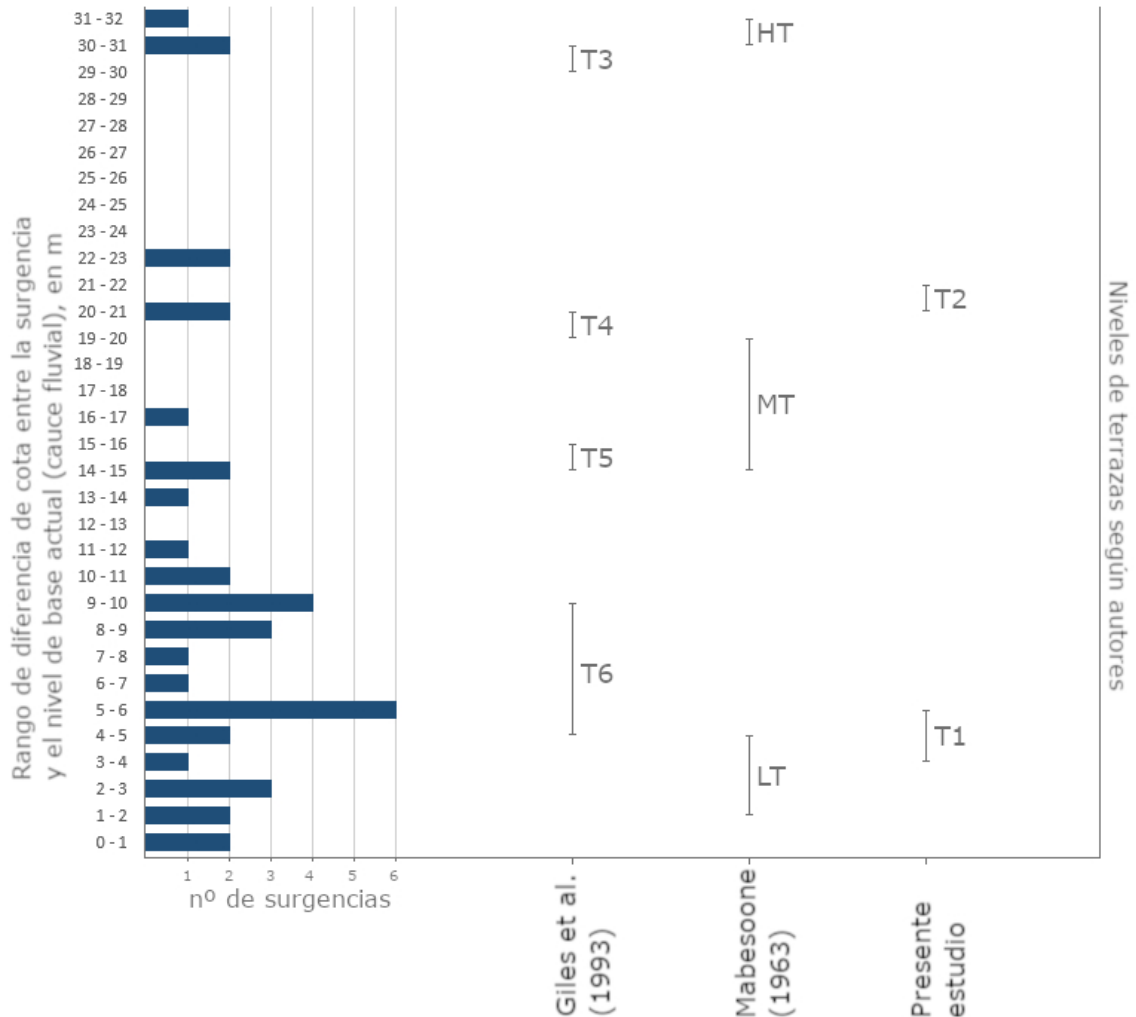


Figura 14. Distribución de alturas relativas de surgencias y relación con alturas de terrazas de la cuenca del río Guadalete  
*Figure 14. Relative height distribution of springs and their relationship with fluvial terrace heights in the Guadalete River basin.*

Esta gráfica confirma cómo parece existir un ajuste entre la salida de los flujos endokársticos y la localización del nivel de base kárstico, que en este caso sería equivalente a la cota de la llanura de inundación del valle principal al cual drena el flujo kárstico. No se han encontrado surgencias a cotas más altas sobre los cauces, debido probablemente a la intensa incisión fluvial pleistocena citada anteriormente, y que debió de ser muy eficaz en estos materiales fácilmente erosionables, y al rebajamiento del relieve por procesos kársticos,

que ha debido de funcionar a lo largo de todo el Cuaternario. Si bien el ajuste entre alturas de surgencias y alturas de niveles de terrazas parece evidente a la vista de la gráfica de la Fig. 14, también se aprecia un cierto grado de dispersión de alturas de surgencias, probablemente debido a que los propios procesos de karstificación dificultan un ajuste perfecto entre ambos tipos de morfologías.

Paralelamente a la evolución de los ríos Guadalporcún y Guadamanil, los descensos del

nivel de base kárstico debieron de provocar un rejuvenecimiento general de los procesos de karstificación, con aumento de las tasas de dolinización, profundización de las dolinas ya existentes y de los fondos de los poljes, encajamiento de la red de simas y conductos, así como de la red fluvial que drena hacia ellos (Jennings, 1985). El tiempo transcurrido entre los sucesivos pulsos de descenso del nivel de base debió de ser suficientemente largo para que la red de conductos kársticos se encajara lo bastante como para enlazar con la nueva llanura de inundación fluvial (Audra y Palmer, 2015). Durante este proceso el agua de esorrentía tiende a circular en la vertical en lugar de la horizontal, con lo que los fondos de las dolinas se reinciden también. No obstante, según Ford y Williams (2007) es necesario un rejuvenecimiento previo de la red de conductos subterráneos para que el proceso se lleve a manifestar en la topografía superficial. Con el tiempo, conforme los fondos de los valles se fueron encajando, en las laderas circundantes afectadas por karstificación se debieron de formar los sucesivos niveles escalonados de cuevas, conductos y manantiales. La consecuencia futura de esta incisión diferencial sería la migración de la divisoria de aguas de ambos ríos hacia el norte, por ampliación de la zona de influencia fluvio-kárstica del río Guadalporcún.

No es la primera vez que se correlacionan niveles de paleosurgencias con niveles de terrazas fluviales (Granger *et al.*, 2001), aunque esta asociación no siempre es evidente. La equivalencia es más fácil de alcanzar en el caso de karst en yesos y evaporitas, ya que los carbonatos dan velocidades relativamente lentas de evolución del paisaje y de ajuste a los niveles de base regionales (Calaforra, 1998; Columbu *et al.*, 2015). En ese sentido, se estima que la tasa de excavación de nuevos niveles de cuevas en calizas es del orden de varios miles de años (Thomas *et al.*, 2017), un orden de magnitud más lento que en el caso de los yesos (White, 1988; Ford y Williams,

2007). A través de la datación de espeleotemas, Columbu *et al.* (2015) distinguieron episodios de erosión/agradación en un sistema kárstico en yesos en el norte de Italia a una escala de  $10^2$ - $10^3$  años. Sin embargo, en carbonatos no es extraño encontrar surgencias importantes activas actualmente colgadas varios metros por encima de la llanura de inundación del río principal que las drena; es el caso, por ejemplo, de la Cueva del Gato, en la Sierra de Líbar, Málaga (Durán *et al.*, 2008; Lechuga *et al.*, 2017).

El resultado morfológico de este proceso de erosión fluvial y de karstificación ha sido una intensa dolinización con predominio de formas de desarrollo vertical (simas y dolinas en ventana), seguramente asociadas a la evolución de los valles fluviales, especialmente al del río Guadamanil. Los relieves residuales no karstificados han evolucionado dando formas piramidales, muy similares al karst poligonal característico de áreas tropicales. Según el modelo evolutivo general del karst poligonal propuesto por Ahnert y Williams (1997), cuando los fondos de las dolinas alcanzan el nivel de base, comienza el aislamiento de los cerros piramidales y el desarrollo de una llanura de corrosión con cerros aislados, cuya pendiente se inclina a favor del nivel freático regional.

En el centro de la zona interfluvial, sin embargo, el nivel freático ha permanecido prácticamente horizontal con pequeñas fluctuaciones (por tratarse de la divisoria de aguas subterráneas entre los dos ríos) y la incisión fluvial ha sido modesta. Estas condiciones han favorecido el desarrollo de poljes, algunos de tamaño notable, con fondos muy planos. No obstante, algunos de ellos han sido recientemente capturados por la red fluvial, o están en vísperas de serlo. A diferencia de los poljes en carbonatos, estas depresiones en yesos no desarrollan superficies de corrosión escalonadas. No obstante, la escasez y singularidad de este tipo de formas en los sistemas kársticos

yesíferos las hacen merecedoras de un estudio específico, pormenorizado.

Por último, como formas más recientes, cabe citar los numerosos movimientos de masas presentes en la zona, resultado también del rápido descenso del nivel de base regional, que ha llevado a la excavación de laderas muy abruptas sobre materiales poco consistentes. Varios estudios previos han puesto de manifiesto la variedad y actividad actual de estos procesos, que en algunos casos han llegado a afectar puntualmente al trazado de los propios cursos fluviales, aparte de los consiguientes problemas geotécnicos sobre vías de comunicación y asentamientos humanos (Gracia, 2008; Mantovani *et al.*, 2010).

## 6. Conclusiones

Tras la continentalización de la cuenca del Guadalquivir en el Plioceno, proceso durante el cual se favoreció el desarrollo de aplanamientos regionales de los que todavía quedan algunos vestigios puntuales, las oscilaciones eustáticas atlánticas y los movimientos tectónicos regionales, favorecieron el encajamiento de la red fluvial. En la zona de estudio este encajamiento fue intenso por tratarse de un área montañosa próxima a la cabecera de la cuenca fluvial y también por excavarse sobre materiales muy erosionables, como son las arcillas y yesos del Triásico subbético.

Como en la mayoría de las cuencas fluviales, el encajamiento cuaternario se produjo en diversas fases separadas por periodos de aluvionamiento. Esta alternancia controlada por causas regionales como las oscilaciones del nivel del mar, los cambios climáticos o las pulsaciones tectónicas de elevación diferencial de este sector de la Cordillera Bética, viene afectando a la región ininterrumpidamente desde el Tortoniense hasta la actualidad. Los movimientos tectónicos de elevación alcanzaron sus valores máximos en el Pleistoceno

Medio, por lo que cabe suponer que la máxima incisión fluvial tuvo lugar a partir de ese momento. El descenso generalizado del nivel de base regional asociado al encajamiento fluvial sin duda desencadenó los intensos procesos de karstificación sobre yesos que afectan a los afloramientos triásicos de la zona. Esta karstificación se manifiesta en forma de innumerables morfologías de absorción (dolinas, valles ciegos, poljes, etc.) y de exurgencia (manantiales y surgencias escalonadas en las laderas de los valles fluviales).

Cada nueva fase de encajamiento de la red fluvial durante el Pleistoceno debió de suponer un rejuvenecimiento de los procesos kársticos, con profundización de los conductos verticales y excavación de nuevas vías de drenaje hasta enlazar con el nuevo nivel de estabilización de los cauces fluviales. La coincidencia de alturas entre las surgencias escalonadas, agrupadas a determinadas cotas, y los niveles de terrazas fluviales de la cuenca del Guadalete apuntan a una posible dependencia entre el desarrollo del karst y las oscilaciones del nivel de base.

Esta dependencia parece manifestarse incluso a nivel local. El cauce del río Guadalporcún ha sufrido una ralentización notable en su proceso de encajamiento, debido a que corta los afloramientos calcáreos dolomíticos del peñón de Zaframagón, difíciles de erosionar. Esta situación ha dado lugar a un bloqueo parcial de la incisión, de modo que su valle se encuentra colgado unos 20 m por encima del valle del Guadamanil, con el que confluye una vez superado el peñón. Este encajamiento diferencial local probablemente ha provocado que las formas de las dolinas y simas que drenan hacia el valle del Guadalporcún no sean tan profundas ni desarrollen una componente vertical tan acentuada, ya que el gradiente subterráneo sería sensiblemente menor. Según este planteamiento, cabe esperar que la divisoria de agua de ambos ríos migre en

el futuro hacia el norte, debido al progresivo encajamiento del río Guadalporcún y expansión de su área de influencia hidrogeológica. El sector interfluvial entre ambos ríos está ocupado en la actualidad por un conjunto de depresiones cerradas de tipo polje, cuyo futuro será muy probablemente la captura por la red secundaria afluyente a dicho río.

El siguiente paso consistirá en analizar en detalle la morfología de las dolinas y simas con el objeto de reconocer posibles indicadores de las sucesivas fases de rejuvenecimiento kárstico. Dentro de estos posibles indicadores podría incluirse la geometría detallada de las propias depresiones, la evolución de la incisión de la red fluvial secundaria que drena hacia ellas y que alimenta a las simas, así como la cartografía de los conductos endokársticos y su conexión con las formas de absorción y de surgencia.

## Agradecimientos

Este trabajo es una aportación al grupo de investigación RNM-328 del Plan Andaluz de Investigación.

## Bibliografía

- Ahnert, F.; Williams, P.W. (1997). Karst landform development in a three-dimensional theoretical model. *Zeitschrift für Geomorphologie*, SupplBd. 108, 63-80.
- Audra, P.; Palmer, A.N. (2015). Research frontiers in speleogenesis. Dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, 44/3, 315-348. <https://doi.org/10.3986/ac.v44i3.1960>
- Azañón, J.M.; Galve, J.P.; Pérez-Peña, J.V.; Giaconia, F.; Carvajal, R.; Booth-Rea, G.; Jabaloy, A.; Vázquez, M.; Azor, A.; Roldán, F.J. (2015). Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*, 663, 19-32. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.015>
- Calaforra, J.M. (1998). *Karstología de yesos*. Colec. Monografías Ciencia y Tecnología, Universidad de Almería e Instituto de Estudios Almerienses. Almería, 384 pp.
- Calaforra, J.M.; Gázquez, F. (2017). Gypsum speleogenesis: a hydrogeological classification of gypsum caves. *International Journal of Speleology*, 46(2), 251-265. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.46.2.2125>
- Calaforra, J.M.; Pulido-Bosch, A. (1996). Some examples of gypsum karsts and the more important gypsum caves in Spain. *International Journal of Speleology*, 25 (3-4), 225-237. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.17>
- Calaforra, J.M.; Pulido-Bosch, A.; López-Chicano, M. (2002). Gypsum karst in the Betic Cordillera (South Spain). *Carbonates and Evaporites*, 17(2), 134-141. <https://doi.org/10.1007/BF03176479>
- Cano, F.; Jerez Mir, L.; Remacha, E.; Maymo, A.; González Donoso, J.M.; Pérez Rojas, A. (1991) *Memoria y Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Hoja nº 1036 Olvera*. IGME, Madrid, 28 pp.
- Columbu, A.; De Waele, J.; Forti, P.; Montagna, P.; Picotti, V.; Pons-Branchu, E.; Hellstrom, J.; Bajo, P.; Drysdale, R. (2015). Gypsum caves as indicators of climate-driven river incision and aggradation in a rapidly uplifting region. *Geology*, 43(6), 539-542. <https://doi.org/10.1130/G36595.1>
- Díaz del Olmo, F. (1989). Terrazas del Guadalete. *Jornadas de Campo de Geografía Física* (Bahía de Cádiz - Guadalete - Grazalema). Asociación de Geógrafos Españoles, Cádiz, 89-91.
- Díaz del Olmo, F.; Vallespi, E.; Baena, R. y Recio, J.M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. En: *El Cuaternario de Andalucía occidental* (F. Díaz Del Olmo y J. Rodríguez Vidal, coords.). AEQUA Monogr., 1, 33-42.
- Durán, J.J.; López, J.; Vallejo, M. (eds.) (1999). *El karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 192 pp.
- Durán, J.J.; Andreo, B.; Jiménez, P. (2008). Sistema Hundidero-Gato. En: *El karst de Andalucía* (J.M. Calaforra; J.A. Berrocal, eds.). Federación Andaluza de Espeleología y Junta de Andalucía, Córdoba, 216-223.
- Farines, B.; Calvet, M.; Gunnell, Y. (2015). The summit erosion surfaces of the inner Betic Cordillera: Their value as tools for reconstructing the chronology of topographic growth in southern Spain. *Geomorphology*, 233,



- 92-111. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.019>
- Faust, D.; Wolf, D. (2017). Interpreting drivers of change in fluvial archives of the Western Mediterranean – A critical view. *Earth-Science Reviews*, 174, 53-83. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.011>
- Ford, D.C. (1998). Perspectives in karst hydrogeology and cavern genesis. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16, 9-29.
- Ford, D.; Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, 562 pp. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Giachetta, E.; Molin, P.; Scotti, V.N.; Faccenna, C. (2015). Plio-Quaternary uplift of the Iberian Chain (central-eastern Spain) from landscape evolution experiments and river profile modelling. *Geomorphology*, 246, 48-67. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.005>
- Giles, F.; Gutiérrez López, J.M.; Santiago, A.; Mata, E.; Aguilera, L. (1992). Secuencia paleolítica del valle del Guadalete. Primeros resultados. *Revista de Arqueología*, 135, 16-26.
- Giles, F.; Gutiérrez López, J.M.; Mata, E.; Santiago, A.; Gracia, F.J. (1993). Secuencia fluvial y paleolítica del río Guadalete (Cádiz). Resultados de las investigaciones hasta 1991. *VI Jornadas de Arqueología Andaluza*, Huelva, 211-227.
- The GIMP team (2017). GIMP, version 2.10.8, [www.gimp.org](http://www.gimp.org), 1997-2019, accedido en 05.10.2017.
- González-Castillo, L.; Galindo-Zaldívar, J.; Pedrera, A.; Martínez-Moreno, F.J.; Ruano, P. (2015). Shallow frontal deformation related to active continental subduction: structure and recent stresses in the westernmost Betic Cordillera. *Terra Nova*, 27, 114-121. <https://doi.org/10.1111/ter.12138>
- Gracia, F.J. (2008). La campiña gaditana. En: *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz* (F.J. Gracia, ed.). S.E.G., Univ. de Cádiz, 83-101.
- Granger, D.E.; Fabel, D.; Palmer, A.N. (2001). Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 825-836. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0825:PPIOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0825:PPIOTG>2.0.CO;2)
- Gutiérrez, M. (2008). *Gemorfología*. Pearson Educación, Madrid, 898 pp.
- Gutiérrez, M.; Gracia, F.J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). In: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdoson, ed.). Geological Society of London Spec. Publ. 120, 147 - 158. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.120.01.10>
- Gutiérrez, F.; Ortí, F.; Gutiérrez, M.; Pérez-González, A.; Benito, G.; Gracia, F.J.; Durán, J.J. (2002). Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in Spain. *Carbonates and Evaporites*, 17, 121-133. <https://doi.org/10.1007/BF03176478>
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Blackwell, Oxford, 293 pp.
- Klimchouk, A. (1996). The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. *International Journal of Speleology*, 25 (3-4), 49-60. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.4>
- Lechuga, I.; Gracia, F.J.; Suma, A.; De Cosmo, P. (2017). Evolución morfológica del río Gádures y su relación con el sistema kárstico Hundedero-Gato (Sierra de Líbar, Málaga). *Boletín de la Academia Malagueña de Ciencias*, 19, 157-172.
- Mabesoone, J.M. (1963). Les sédiments pre-quaternaires et Villafranchiens du bassin fluvial del Guadalete (prov. de Cadix). *Estudios Geológicos*, 19, 143-149.
- Mantovani, F.; Gracia, F.J.; de Cosmo, P.D.; Suma, A. (2010). A new approach to landslide geomorphological mapping using the Open Source software in the Olvera area (Cadiz, Spain). *Landslides*, 7, 69-74. <https://doi.org/10.1007/s10346-009-0181-4>
- Nicod, J. (1976). Karsts des gypses et des évaporites associées. *Annales de Géographie*, 471, 513-554. <https://doi.org/10.3406/geo.1976.17497>
- Ojeda, J.; Díaz del Olmo, F.; Rubio, J.M. (1987). El macizo de Algodonales (Cádiz): Un modelo de karst mesomediterráneo. *Gades*, 15, 157-182.
- Philip, H.; Bousquet, J. (1975). Resultat de l'étude microtectonique sur la compression quaternaire dans les Cordilleres Betiques orientales (Espagne). *3me. Reun.Sci. de la Terre*. Montpellier. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.3.711>
- Powell, J.W. (1875). *Exploration of the Colorado River of the West*. J. Willard Marriott Library, University of Utah, 291 pp.
- QGIS Development Team (2016). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>

- Reicherter, K.R.; Peters, G. (2005). Neotectonic evolution of the Central Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 405, 191-212. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.022>
- Rodríguez Fernández, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Rodríguez Vidal, J.; Gracia, F.J. (2004). Evolución geomorfológica del Sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario. En: *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre* (E. Baquedano; S. Rubio, eds.). Zona Arqueológica, Museo Arqueológico Regional de Alcalá de Henares, 4 (1), Geología, 124-133.
- Roldán, F.J.; Borrero, J. (1988). *Memoria y mapa geológico de Carmona, Hoja nº 985*. Mapa geológico de España, E. 1:50.000. IGME, Madrid, 28 pp. + 1 mapa.
- Ruiz-Constán, A.; Stich, D.; Galindo-Zaldívar, J.; Morales, J. (2009). Is the northwestern Betic Cordillera mountain front active in the context of the convergent Eurasia-Africa plate boundary? *Terra Nova*, 21, 352-359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00886.x>
- Ruiz-Constán, A.; Pedrera, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Stich, D.; Morales, J. (2012). Recent and active tectonics in the western part of the Betic Cordillera. *Journal of Iberian Geology*, 38, 161-174. [https://doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2012.v38.n1.39211](https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39211)
- Sauro, U. (1996). Geomorphological aspects of gypsum karst areas with special emphasis on exposed karst. *International Journal of Speleology*, 25 (3-4), 105-114. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.8>
- Schumm, S.A. (1979). Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of Institute of British Geographers*, 4, 485-515. <https://doi.org/10.2307/622211>
- Selby, M.J. (1985). *Earth's Changing Surface*. Clarendon Press, Oxford, 607 pp.
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38 (6), 913-920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Suma, A.; Gracia, F.J.; De Cosmo, P.D. (2009). Gypsum karst in the Olvera Area (Cádiz province, Andalusia, Spain). *17<sup>th</sup> International Karstological School "Classical Karst"*, Posstojna, 73-79.
- Thomas, F.; Godard, V.; Bellier, O.; Shabanian, E.; Ollivier, V.; Benedetti, L.; Rizza, M.; Espurt, N.; Guillou, V.; Hollender, F.; Molliex, S. y el grupo ASTER (2017). Morphological control on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate. *Terra Nova*, 29, 173-182. <https://doi.org/10.1111/ter.12260>
- Thorn, C.E. (1988). *An introduction to theoretical geomorphology*. Unwin Hyman, Boston, 247 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9441-2>
- UAB (2019). *Atlas Climático Digital de la Península Ibérica*. Departamento de Biología Animal, Vegetal i Ecología, Departamento de Geografía. Universidad Autònoma de Barcelona. (<http://www.opengis.uab.es/wms/iberia/mms/index.htm>)
- Viguié, C. (1974). *Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du "Bassin du Bas-Guadalquivir"*. Th. d'Etat, Université de Bordeaux, 450 pp.
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York, 464 pp.
- Wolf, D.; Seim, A.; Faust, D. (2014). Fluvial system response to external forcing and human impact - Late Pleistocene and Holocene fluvial dynamics of the lower Guadalete River in western Andalusia (Spain). *Boreas*, 43, 422-429. <https://doi.org/10.1111/bor.12044>
- Womack, W.R.; Schumm, S.A. (1977). Terraces of Douglas Creek, northwestern Colorado: an example of episodic erosion. *Geology*, 5, 72-76. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5<72:TODCNC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<72:TODCNC>2.0.CO;2)

Recibido el 12 de febrero de 2019

Aceptado el 16 de octubre de 2019