

# Registros paleoclimáticos a partir de yesos lacustres en Andalucía

## Un caso de estudio en la Laguna de Medina (Cádiz)

Lucía Martegani





## **Registros paleoclimáticos a partir de yesos lacustres en Andalucía**





LUCÍA MARTEGANI

# Registros paleoclimáticos a partir de yesos lacustres en Andalucía

UN CASO DE ESTUDIO EN LAGUNA DE MEDINA (CÁDIZ)

*Paleoclimatic records from lacustrine gypsums in Andalusia*

*A case of study in Laguna de Medina*



XIV Premio de Estudios Iberoamericanos La Rábida 2021, del Grupo de Universidades Iberoamericanas La Rábida en la categoría de mejor trabajo fin de máster oficial de temática perteneciente a las áreas Científico-Técnicas.

Tutor:

Dr. Fernando Gázquez Sánchez  
Departamento de Biología y Geología  
Universidad de Almería

TFM / Máster en Uso Sostenible de Recursos Naturales y Servicios Ecosistémicos. Curso 2020/21. Universidad de Almería

© Lucía Martegani, 2023

© Grupo de Universidades Iberoamericanas La Rábida

© Universidad Internacional de Andalucía, 2023

Monasterio de Santa María de las Cuevas.

Calle Américo Vespucio, 2.

Isla de la Cartuja. 41092 Sevilla

<https://www.grupolarabida.org>

<https://www.unia.es>

Imagen de cubierta: Emilio J. Rodríguez Posada.

ISBN: 978-84-7993-393-7 (PDF)

ISBN: 978-84-7993-394-4 (ePub)

# ÍNDICE

## AGRADECIMIENTOS | 9

## 1. INTRODUCCIÓN | 11

- 1.1. Registros paleoclimáticos a partir de sedimentos de lagos en Andalucía | 11
- 1.2. Isotopos estables de hidrógeno y oxígeno en el ciclo del agua | 21
- 1.3. Registros isotópicos de paleo-lagos reconstruidos a partir del agua de hidratación del yeso | 27

## 2. OBJETIVOS | 31

## 3. ENTORNO GEOLÓGICO, CLIMÁTICO E HIDROLÓGICO | 33

- 3.1. Laguna de Medina | 36
- 3.2. Laguna de los Jarales | 37
- 3.3. Laguna de Fuente de Piedra | 38
- 3.4. Lagunas Grande y Chica de Archidona | 39
- 3.5. Laguna Dulce de Zorrilla | 39
- 3.6. Laguna de Zoñar | 40

## 4. MATERIALES Y MÉTODOS | 41

- 4.1. Descripción de las muestras | 41
  - 4.1.1. Laguna de Medina | 41
  - 4.1.2. Laguna de los Jarales | 46
  - 4.1.3. Laguna de Fuente de Piedra | 47
  - 4.1.4. Laguna Grande de Archidona | 47
  - 4.1.5. Laguna Chica de Archidona | 48
  - 4.1.6. Laguna Dulce de Zorrilla | 48
  - 4.1.7. Laguna de Zoñar | 48
- 4.2. Preparación de las muestras | 48

4.3. Análisis de isótopos estables del agua de hidratación del yeso | 49

5. RESULTADOS | 53

- 5.1. Laguna de Medina | 53
- 5.2. Laguna de los Jarales | 53
- 5.3. Laguna de Fuente de Piedra | 54
- 5.4. Laguna Grande de Archidona | 54
- 5.5. Laguna Chica de Archidona | 54
- 5.6. Laguna Dulce de Zorrilla | 55
- 5.7. Laguna de Zoñar | 55

6. DISCUSIÓN | 59

- 6.1. Laguna de Medina | 59
  - 6.1.1. El registro paleoclimático de Laguna de Medina | 59
  - 6.1.2. El evento 8,2 ka en Laguna de Medina | 66
- 6.2. Laguna de los Jarales | 71
- 6.3. Otras lagunas | 74
  - 6.3.1. Laguna de Fuente de Piedra | 74
  - 6.3.2. Laguna Grande de Archidona | 75
  - 6.3.3. Laguna Chica de Archidona | 76
  - 6.3.4. Laguna Dulce de Zorrilla | 77
  - 6.3.5. Laguna de Zoñar | 78

7. CONCLUSIONES | 81

8. BIBLIOGRAFÍA | 83

## AGRADECIMIENTOS

A mi familia, amigos y amigas, por su apoyo incondicional desde la distancia.

A mi tutor, Fernando Gázquez Sánchez, por su guía, asistencia, paciencia y buena disposición constantes a lo largo de la realización de este Trabajo Fin de Máster.

Al Laboratorio de Isótopos Estables del Centro Andaluz para la Evaluación y Seguimiento del Cambio Global (CAESCG) de la Universidad de Almería, por brindarme los recursos necesarios para llevar a cabo este trabajo.

Al profesor José María Calaforra Chordi, por su continua colaboración desde el inicio de esta experiencia.

A los profesores Klaus Reicherter, Antonio García-Álix y Miguel Rodríguez-Rodríguez y a la Dra. Celia Martín-Puertas, por proporcionar muestras de sedimentos, datos no publicados e interpretaciones que han contribuido de forma fundamental al desarrollo de este trabajo.

A la Asociación Universitaria Iberoamericana de Postgrado (AUIP), que me permitió llevar adelante mis estudios en la Universidad de Almería.

A los amigos y amigas que conocí en el camino.

El presente Trabajo Fin de Máster ha sido posible gracias al proyecto PALEOQUANT (P18-RT-871) de la Junta de Andalucía y Fondos FEDER de Desarrollo Regional y el proyecto GYPCLIMATE (PID2021-1239800A-I00) del Ministerio de Economía y Competitividad de España cofinanciado con Fondos Europeos FEDER de Desarrollo Regional. La autora agradece el contra-

to de Formación de Profesorado Universitario FPU21/06924. El Dr. Fernando Gázquez agradece el contrato Ramón y Cajal (RYC2020-029811-I) y la ayuda PPIT-UAL de la Junta de Andalucía-FEDER 2022-2026 (RyC-PPI2021-01).

# Introducción

## 1.1. REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS A PARTIR DE SEDIMENTOS DE LAGOS EN ANDALUCÍA

El clima de la zona meridional de la península Ibérica se caracteriza por sus veranos secos y cálidos y sus inviernos templados y con precipitaciones moderadas. Debido a su ubicación, en un área de transición entre latitudes templadas y subtropicales y a sus contrastes climáticos anuales, el sur de la península Ibérica es particularmente sensible a cambios ambientales a escala global (Schröder, 2017). Como consecuencia de esta alta sensibilidad climática, Andalucía ha sido el escenario de diversos estudios paleoclimáticos llevados a cabo en las últimas décadas. Estas investigaciones han utilizado espeleotemas (Hodge *et al.*, 2008; Walczak *et al.*, 2015; Gázquez *et al.*, 2017a, 2020), sedimentos marinos (Cacho *et al.*, 2006; Jiménez-Espejo *et al.*, 2008; Nieto-Moreno *et al.*, 2011; Evans *et al.*, 2015) y fundamentalmente sedimentos de lagos (Reed *et al.*, 2001; Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2009, 2010, 2011; Anderson *et al.*, 2011; Jiménez-Moreno & Anderson, 2012; Höbig *et al.*, 2016; Schröder *et al.*, 2017, 2018, **Figura 1**), con el fin de reconstruir los cambios en las temperaturas y las precipitaciones durante las distintas fases del Holoceno (últimos 11650 años).

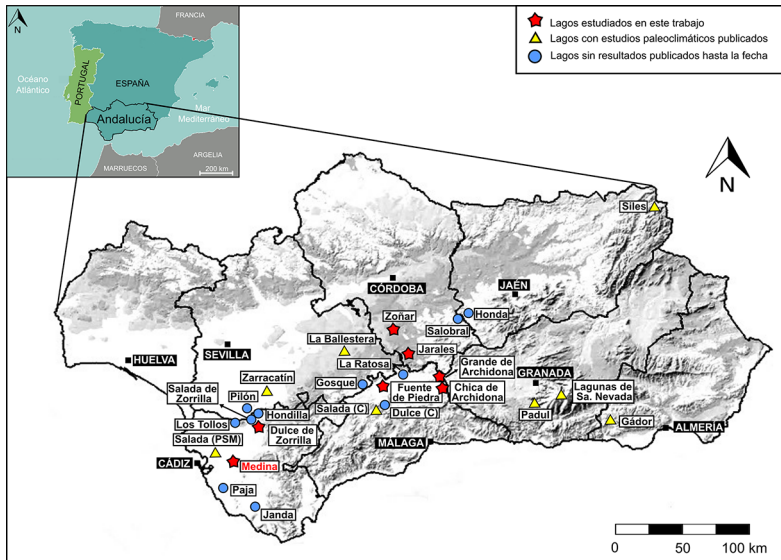
Las investigaciones sobre cambios climáticos registrados en sedimentos de lagos son fundamentales para el estudio de civilizaciones antiguas. En el caso del territorio de Andalucía, ocupado durante el Holoceno tardío por diversas culturas entre las que se destacan los tartesios, griegos, cartagineses y romanos (Rol-dán-Hervás, 2007), los registros paleoclimáticos representan una importante herramienta para evaluar las interacciones de las sociedades pasadas con las fluctuaciones climáticas y los efectos que estos cambios pudieron provocar sobre los recursos hídricos y la

vegetación (Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2009, 2010; McCormick *et al.*, 2012; Gázquez *et al.*, 2020). No obstante, actualmente no está claro el papel que pudieron jugar dichas variaciones ambientales sobre estas civilizaciones en la península Ibérica, debido principalmente a la escasez de registros climáticos cuantitativos.

Las secuencias sedimentarias de los lagos andaluces se han convertido en un elemento fundamental para investigar el clima y la historia ambiental del Holoceno en la península Ibérica, debido a que suelen ser muy sensibles a pequeñas fluctuaciones climáticas (Schröder *et al.*, 2018) y a que pueden proporcionar registros continuos de fenómenos locales y globales con una resolución temporal relativamente alta (Höbig *et al.*, 2016). La depresión del Guadalquivir alberga más de 50 lagunas de carácter endorreico, muchas de las cuales son efímeras y suelen secarse en verano (Rodríguez-Rodríguez, 2007) (**Figura 1**). Las condiciones climáticas relativamente áridas de esta región (~550 mm de lluvia anuales; **Tabla 1**), junto con la presencia de sales en el basamento Triásico de la cuenca, han dado lugar a que las aguas de algunas de estas lagunas sean extraordinariamente salinas, llegando a superar en muchos casos 30 gr/l de sales en los periodos más secos (Rodríguez-Rodríguez, 2007). Cabe destacar que Andalucía y Castilla-La Mancha son las regiones de Europa occidental con mayor densidad de lagos salinos (Reed, 1996).

Uno de los trabajos pioneros con respecto al estudio de registros sedimentarios holocenos de lagos salinos de Andalucía fue el llevado a cabo por Reed (1996) en su tesis doctoral, que incluyó las lagunas de Medina, de los Tollos y Dulce (Cádiz), del Taraje, de Arjona, de la Alcaparrosa y de Zarracatín (Sevilla), Grande de Archidona (Málaga), Amarga y El Salobral (Córdoba). La autora de este estudio realizó análisis paleolimnológicos basados en diatomeas, ostrácodos y otros indicadores potenciales de cambio climático, como macrofósiles de plantas y moluscos, además de estudios mineralógicos y geoquímicos. Para ello utilizó testigos de entre 7,5 y 1,4 m recolectados de la parte más profunda de los lagos o del centro de los lechos secos.





**Figura 1.** Ubicación de los lagos salinos endorreicos más relevantes de Andalucía. Las estrellas rojas representan los siete lagos de los cuales se han analizado sedimentos en este trabajo. Los triángulos amarillos indican lagos de los cuales se han publicados estudios paleoclimáticos en revistas científicas, tesis doctorales o congresos (ver texto para referencias). Los círculos azules representan lagos de los cuales se han extraído sedimentos por parte de distintos grupos de investigación nacionales e internacionales, pero de los que no se han publicado datos hasta la fecha.

De entre estas lagunas, la Laguna de Medina (Cádiz) es una de las que ha despertado mayor interés desde el punto de vista paleoclimático, debido a su carácter semi-permanente y a su tamaño, siendo uno de los cuerpos de agua naturales de mayor volumen de Andalucía. Reed *et al.* (2001), sobre la base de un testigo de sedimentos de ~10 m, realizaron una reconstrucción paleoclimática a partir de indicadores biológicos de salinidad y cambios del nivel del lago tales como diatomeas, ostrácodos, foraminíferos, moluscos, polen acuático, así como contenido de materia orgánica, carbonatos y yeso. El trabajo de Reed *et al.* (2001) presentó el primer conjunto detallado de datos paleoclimáticos de Andalucía durante los últimos 9500 años.

Más recientemente, Van't Hoff (2017) volvió a muestrear y analizar sedimentos de la Laguna de Medina y de otras lagunas

de la provincia de Cádiz (*i.e.* Laguna Salada del Complejo Endorreico del Puerto de Santa María). En el caso de este nuevo estudio sobre Laguna de Medina, se extrajo un testigo compuesto de 25,7 m de longitud procedente del centro de la laguna, mientras que en el caso de Laguna Salada se alcanzó una profundidad de 12 m. Los análisis llevados a cabo sobre estos sedimentos incluyeron determinación de facies sedimentarias, geoquímica, mineralogía, textura y paleoecología, además de análisis de contenido de carbono inorgánico y orgánico total, determinación de azufre y nitrógeno total, difracción de rayos X y análisis de ostrácodos y foraminíferos. Posteriormente, Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020) llevaron a cabo estudios paleoclimáticos multiparamétricos de alta resolución de Laguna de Medina, a partir del mismo testigo inicialmente investigado por Van't Hoff (2017). Los análisis de facies sedimentarias, composición elemental (carbono orgánico e inorgánico total, azufre y nitrógeno total), mineralogía, palinología (polen y partículas de carbón) y macropaleontología (ostrácodos), apoyados en un modelo de edades basado en dataciones de  $^{14}\text{C}$ , permitieron reconstruir la respuesta limnológica al cambio climático y a la dinámica de la cuenca durante los últimos 9500 años.

La Laguna de Fuente de Piedra, la más extensa de Andalucía y ubicada en la provincia de Málaga, también ha sido objeto de investigaciones paleoclimáticas. Höbig *et al.* (2016) estudiaron la paleohidrología de la laguna y las implicaciones paleoambientales de los sedimentos depositados durante los últimos ~30 000 años. Para ello se extrajeron seis testigos de sedimento de entre 1,4 y 14 m, a los que se les realizaron análisis mineralógicos y geoquímicos, susceptibilidad magnética, carbono orgánico e inorgánico total, isótopos estables de azufre, carbono y oxígeno, así como datación mediante el método del  $^{14}\text{C}$ . Otro ejemplo de este tipo de estudios en la provincia de Málaga lo constituye el realizado en la Laguna Salada del Complejo Endorreico de las lagunas de Campillos. Para esta investigación se extrajo un testigo de 2 m de longitud en el que se determinaron parámetros sedimentológicos, mineralógicos, geoquímicos y biológicos (polen, algas, ostrácodos), además de datos cronológicos mediante dataciones por radiocarbono y racemización de aminoácidos (Schröder *et al.*, 2017).

La Laguna de Zoñar, localizada al suroeste de la provincia de Córdoba, ha sido una de las más estudiadas en el sur de la península Ibérica. Martín-Puertas *et al.* (2008) extrajeron cuatro testigos de sedimento de entre 1,7 y 6 m de su parte más profunda. A estos sedimentos se les realizaron análisis de susceptibilidad magnética, facies sedimentarias, carbono orgánico e inorgánico total, azufre y nitrógeno total, sílice biogénica, determinaciones mineralógicas y biológicas (polen, ostrácodos y diatomeas), además de datación con  $^{14}\text{C}$  y  $^{137}\text{Cs}$  y conteo de varvas lacustres, con el fin de reconstruir el régimen paleohidrológico de la laguna durante los últimos 4000 años. Posteriormente, los mismos autores (Martín-Puertas *et al.*, 2009), profundizaron en el estudio del denominado Período Húmedo Ibérico Romano (s. III a.C a s. V d.C) a partir del análisis cronológico, sedimentológico, geoquímico e isotópico de la secuencia de varvas lacustres. Trabajos posteriores se centraron en investigar la dinámica de los cambios climáticos del Holoceno tardío en el suroeste mediterráneo a escala regional, comparando la composición geoquímica de los sedimentos de Laguna Zoñar y de testigos extraídos del mar de Alborán (Martín-Puertas *et al.*, 2010). Estos estudios fueron complementados por Martín-Puertas *et al.* (2011), quienes llevaron a cabo un muestreo de alta resolución de los testigos analizados previamente para análisis geoquímico, que resultó en una caracterización detallada del régimen sedimentario, las condiciones redox en el pasado y la evolución química de la laguna. En la provincia de Córdoba, también se encuentra la Laguna de los Jarales, la cual fue investigada por Hubbard (2019) en su Trabajo de Fin de Grado llevado a cabo en la Universidad de Granada. En este trabajo se estudió la sedimentología, cronológica y geoquímica de un testigo de 1,7 m con el fin de determinar la dinámica paleoambiental durante el Holoceno medio-tardío hasta la actualidad, profundizando en la paleohidrología y el posible impacto humano sobre la laguna.

Las investigaciones paleoclimáticas a partir de sedimentos de lagunas en la provincia de Sevilla publicadas hasta la fecha han sido escasas. Por un lado, en su investigación multiparamétrica de la Laguna de Zarracatín, que incluyó registros polínicos y de partículas de microcarbón, Davies *et al.* (2009) reconstruyeron la historia de la paleovegetación y la dinámica de la antropización

de los últimos 5500 años a partir de un testigo de 6 m. Por otro lado, en un estudio reciente sobre otra de las lagunas sevillanas, Laguna de la Ballestera, Gázquez *et al.* (2021) realizaron una interpretación de las condiciones ambientales y paleohidrológicas predominantes durante los últimos 11200 años partiendo del estudio de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno de sedimentos ricos en yeso.

En cuanto a las lagunas de la provincia de Jaén, Carrión (2002) examinó la historia ambiental del Holoceno tardío del Lago Siles, situado en la sierra de Segura a 1320 m s.n.m, con el objetivo de establecer los mecanismos que controlaron el cambio de vegetación a través de indicadores paleoecológicos como polen, partículas de microcarbón, esporas de plantas terrestres, hongos, algas no silíceas y otros microfósiles, conjuntamente con estudios geocronológicos de  $^{14}\text{C}$  de un testigo de sedimento de 1,7 m. También se han llevado a cabo estudios paleoclimáticos y paleoambientales del Holoceno medio y tardío a partir de depósitos lacustres de altura en Sierra de Gádor (Almería). Los análisis sedimentológicos, de polen y otros palinomorfos y micropartículas de carbón de un testigo de 2,1 m extraído de la parte central seca de la depresión, permitió reconstruir la dinámica de la vegetación local, la cual respondería al cambio climático, el régimen de incendios y la actividad humana (Carrión *et al.*, 2003).

Además de los estudios publicados en las últimas décadas, existe constancia de que se han tomado testigos de sedimentos de otras lagunas de la depresión del Guadalquivir, cuyos resultados se encuentran aún sin publicar (profesor Klaus Reicherter, comunicación personal, 2024; profesor Antonio García-Álix, comunicación personal, 2021). Éstas incluyen las lagunas de la Paja, de la Janda, Hondilla (perteneciente al Complejo Endorreico de Espera) y de los Tollos, todas ellas ubicadas en la provincia Cádiz; las lagunas del Pilón (Complejo Endorreico Lebrija-Las Cabezas) y del Gosque, en Sevilla, las lagunas de La Ratosa y Grande de Archidona, ubicadas en Málaga y la laguna de El Salobral, en la provincia de Córdoba.

Simultáneamente a los trabajos sobre las lagunas de la depresión del Guadalquivir publicados en las últimas décadas, se han desarrollado diversos estudios sobre la paleoclimatología de las lagunas alpinas y otras áreas húmedas de Sierra Nevada (Gra-

nada). Se trata de una zona extremadamente sensible a los cambios ambientales, además de encontrarse poco alterada por la acción humana en comparación con sectores de menor cota (Jiménez-Moreno & Anderson, 2012). Los primeros estudios paleoclimáticos en esta zona fueron desarrollados por Anderson *et al.* (2011) en la Laguna de Río Seco, ubicada a 3020 m s.n.m., de la cual se extrajeron dos testigos de sedimento de 1,5 y 0,37 m con una edad máxima de 11 500 años calibrados antes del presente. Las técnicas analíticas que se aplicaron incluyeron determinaciones estratigráficas y cronológicas, de susceptibilidad magnética, de polen y partículas de carbón, que permitieron reconstruir cambios en la vegetación, el clima y la frecuencia de incendios en Sierra Nevada. Recientemente, Toney *et al.* (2020) extendieron el alcance de este estudio en Laguna de Río Seco con un registro de biomarcadores (n-alcanos y dioles de cadena larga) y con análisis de isótopos del hidrógeno de n-alcanos terrestres y acuáticos. El objetivo de estos autores fue reconstruir la paleohidrología del área, principalmente la disponibilidad de agua y la evapotranspiración, además de una estimación de la variabilidad de las temperaturas.

Otra de las lagunas investigadas en Sierra Nevada es Borreguiles de la Virgen, un pequeño pantano de origen glacial ubicado a 2950 m s.n.m. Su registro post-glacial holoceno completo (8200 años calibrados antes del presente) fue investigado a partir de un testigo de 1,7 m que se sometió a análisis de alta resolución, incluyendo dataciones con  $^{14}\text{C}$ , polen, susceptibilidad magnética, isótopos estables del carbono y nitrógeno, carbono orgánico total y relación de C/N (Jiménez-Moreno & Anderson, 2012; García-Alix *et al.*, 2012). Por su parte, Oliva & Gómez-Ortiz (2012) estudiaron la evolución paleoecológica y paleoclimática de los últimos tres milenios de la Laguna de La Mosca (2895 m s.n.m.) a partir de análisis sedimentológicos, geoquímicos y cronológicos de un testigo de 0,9 m. Estos datos se compararon con registros escritos de entre los años 1137 y 1947, con el fin de interpretar la extensión y magnitud de los procesos glaciares y periglaciares de esta zona durante el Holoceno tardío.

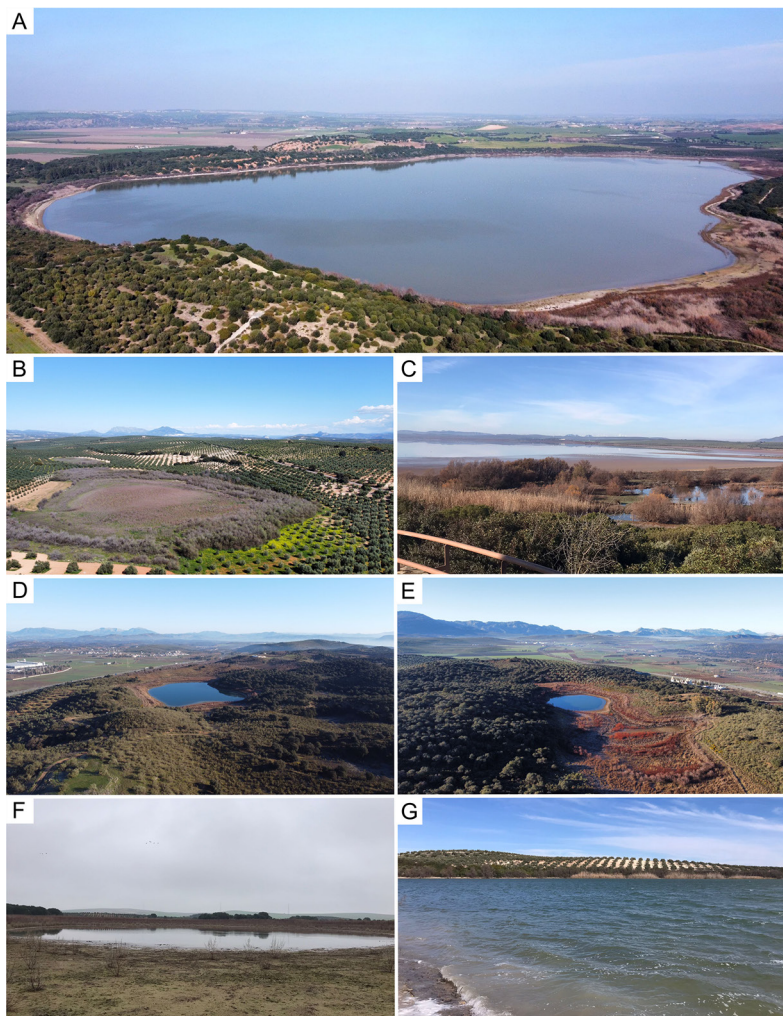
La Laguna de la Mula (2497 m s.n.m) fue también objeto de estudios (Jiménez-Moreno *et al.*, 2013) palinológicos, de algas, partículas de carbón, isótopos de carbono y susceptibilidad mag-

nética. Para ello se extrajo un testigo de sedimentos de 0,3 m de la parte más profunda, a partir del cual se estudiaron los cambios en la vegetación, la historia de incendios y la sedimentación de los últimos 4100 años, además del posible impacto antrópico. Mesa-Fernández *et al.* (2018) llevaron a cabo un estudio multiparamétrico del registro sedimentario de los últimos 10 800 años de la Laguna Hondera (2899 m s.n.m) con el fin de identificar y caracterizar la variabilidad climática durante el Holoceno, poniendo el foco en los cambios en la vegetación y las variaciones en el aporte eólico y de escorrentía y los impactos antrópicos del área. Para ello, se extrajo un testigo de sedimentos de 0,8 m al que se le realizaron análisis sedimentológicos, geoquímicos, mineralógicos, de polen y cronológicos con  $^{14}\text{C}$ .

Ramos-Román *et al.* (2018) investigaron la evolución y variabilidad paleoambiental del sur de la península Ibérica a partir de la litología y la geoquímica de micro y microfósiles de la Turbera de Padul (726 m s.n.m.) en Sierra Nevada. Estos autores utilizaron su registro para vincular el clima del hemisferio norte con la variabilidad solar durante el Holoceno. Para ello utilizaron dos testigos de 42,6 m y 58,7 cm. Los análisis también incluyeron dataciones radiométricas, susceptibilidad magnética, análisis geoquímico elemental, contenido de carbono orgánico total, análisis de polen y otros palinomorfos tales como esporas de hongos y algas. Esta investigación fue complementada por los artículos publicados por Camuera *et al.* (2018) y Camuera *et al.* (2021), quienes mejoraron el modelo geocronológico de la secuencia sedimentaria con nuevas dataciones y la resolución de análisis de polen, además de realizar un análisis multiparamétrico sedimentológico, geoquímico y paleontológico de alta resolución. Estos autores relacionaron los cambios ambientales y de la vegetación con eventos climáticos y demostraron como los ambientes locales y regionales responden a los cambios climáticos. Finalmente, Jiménez-Moreno *et al.* (2020) trabajaron con datos de polen de siete de las lagunas de Sierra Nevada citadas anteriormente con registros sedimentarios de los últimos 11 000 años (lagunas de la Mula, de la Mosca, Borreguil de la Virgen, Río Seco, Borreguil de la Caldera, Hondera y la Turbera Padul) para investigar la respuesta de los bosques alpinos a los cambios en el clima a escala de milenio y al impacto humano durante el Holoceno.

A pesar de que en las últimas décadas se han realizado numerosas investigaciones basadas en registros lacustres sobre el clima del Holoceno de la península Ibérica, y especialmente en Andalucía (**Figura 1**), existen todavía lagunas de información sobre su paleoclima. Estas incluyen la escasez de registros completos que cubran todo el Holoceno y la falta de resultados de carácter cuantitativo, lo cual hace difícil la calibración de modelos predictivos de cambio climático actual (Fildes & Kourentzes, 2011). El objetivo del presente trabajo de Fin de Máster es aplicar nuevas herramientas geoquímicas a los sedimentos de lagos andaluces con el fin de obtener información paleoclimática inédita. En concreto, se han estudiado los isótopos estables del agua de hidratación del yeso en los sedimentos de Laguna de Medina a partir de los mismos testigos utilizados por Van't Hoff (2017) y posteriormente por Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020). Además, se han analizado por primera vez yesos de otras 6 lagunas andaluzas (Los Jarales, Fuente de Piedra, Grande y Chica de Archidona, Dulce de Zorrilla y Zoñar; **Figura 2**) con el fin de determinar el potencial de este método para establecer cambios paleoambientales en el pasado.





**Figura 2.** Lagos estudiados en este trabajo: Laguna de Medina (A), Laguna de los Jarales (B), Laguna de Fuente de Piedra (C), Lagunas Grande (D) y Chica (E) de Archidona, Laguna Dulce de Zorrilla (F) y Laguna de Zoñar (G).



## 1.2. ISOTOPOS ESTABLES DE HIDRÓGENO Y OXÍGENO EN EL CICLO DEL AGUA

Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico que poseen idéntica configuración electrónica y de protones, pero diferente número de neutrones en su núcleo. Debido a que las propiedades químicas de un elemento dependen fundamentalmente de su número de electrones, todos los isótopos poseerán un comportamiento químico similar. Sin embargo, las diferencias en el número de neutrones condicionan las propiedades dependientes de la estructura y masa del núcleo, tales como la densidad o la movilidad atómica. Estas pequeñas diferencias en las propiedades físicas de los distintos isótopos también afectan a las moléculas que forman (Reyes, 2004). A su vez, los isótopos estables son formas de los átomos consideradas “no radiactivas”, ya que poseen un tiempo de desintegración tan elevado que no puede ser medido. Si bien no emiten radiación como los isótopos radioactivos, gracias a sus particulares propiedades pueden utilizarse en una gran variedad de aplicaciones, como el rastreo del origen, historia, fuentes, sumideros e interacciones en los ciclos del agua, el carbono y el nitrógeno (Clark & Fritz, 1997).

Desde el punto de vista hidrológico y en relación con el presente estudio, los isótopos estables de mayor interés son los del hidrógeno y el oxígeno. El primero posee tres isótopos en la naturaleza, de los cuales sólo dos son estables (el protio o  $^1\text{H}$  y el deuterio o  $^2\text{H}$ , también denominado D), mientras que el tercero, el tritio o  $^3\text{H}$ , se comporta como radiactivo. Sus abundancias en la naturaleza varían considerablemente, siendo el protio el isótopo estable más abundante (~99,98%), mientras que el deuterio se encuentra en niveles de traza (~0,015%). Por su parte, el oxígeno cuenta con tres isótopos estables en la naturaleza, cuyas abundancias alcanzan valores de 99,76% para el  $^{16}\text{O}$ , de 0,037% para el  $^{17}\text{O}$  y de 0,1995% para el  $^{18}\text{O}$ , mientras que los isótopos radioactivos  $^{14}\text{O}$ ,  $^{15}\text{O}$ ,  $^{19}\text{O}$  y  $^{20}\text{O}$ , cuyos períodos de desintegración corresponden al orden de segundos, son irrelevantes en el estudio del ciclo hidrológico (Clark & Fritz, 1997; Reyes, 2004).

Dado que la variación de la abundancia de los isótopos estables en las sustancias naturales resulta extremadamente pequeña, ésta suele expresarse mediante la denominada abundancia relativa o relación isotópica (R), que representa el cociente entre la con-

centración del isótopo menos abundante sobre el más abundante. Para isótopos de oxígeno e hidrógeno resulta apropiado utilizar, tanto por las abundancias como por la diferencia de masas, las relaciones isotópicas  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y  $^2\text{H}/^1\text{H}$ , respectivamente. Estas variaciones relativas de los isótopos se expresan siempre con respecto a un patrón o estándar internacional, que se trata de una sustancia natural o sintética de valor conocido (Reyes García & Andrade, 2007). El patrón más utilizado en los estudios de isótopos de hidrógeno y oxígeno en aguas es el V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*), correspondiente a la composición media del agua de mar (Clark & Fritz, 1997). La notación resultante, que permite poder comparar la composición isotópica de distintos materiales, se conoce como notación  $\delta$  o desviación isotópica y se expresa de acuerdo con las fórmulas 1 o 2:

$$\delta_X = \left( \frac{R_X - R_{std}}{R_{std}} \right) \times 10^3 \quad (1)$$

$$\delta_X = \left( \frac{R_X}{R_{std}} - 1 \right) \times 10^3 \quad (2)$$

donde  $R_X$  es la relación entre la abundancia del isótopo menos abundante o pesado y del más abundante o ligero en la sustancia problema y  $R_{std}$ , la misma relación en la sustancia patrón. Las desviaciones isotópicas poseen valores de muy pequeña magnitud, por lo cual se multiplican por 1000 para manejar valores significativos y, de esta manera,  $\delta$  se expresa en partes por mil (‰). Un valor de desviación isotópica positivo o negativo indicará que la muestra se encuentra, respectivamente, más enriquecida o empobrecida en el isótopo pesado con respecto al estándar (Clark & Fritz, 1997).

Debido a las variaciones en sus masas atómicas, los isótopos de un elemento poseen ligeras diferencias en su comportamiento tanto físico como químico, que se utilizan para separarlos y cuantificarlos. Estas diferencias dan lugar al fenómeno conocido como fraccionamiento isotópico, que puede ocurrir debido al cambio de

estado de un componente, a su transformación en otro compuesto, o incluso manifestarse a través de la diferente composición isotópica entre dos sustancias en equilibrio químico o físico (De Vries, 2000). El fraccionamiento de un isótopo entre dos sustancias o fases A y B se define por el factor de fraccionamiento  $\alpha$ , que se expresa mediante la siguiente fórmula:

$${}^i\alpha = \frac{\text{Relación isotópica en A}}{\text{Relación isotópica en B}} = \frac{R_A}{R_B} \quad (3)$$

donde  $R_A$  es la relación del isótopo menos abundante respecto al más abundante en la fase o sustancia final, mientras que  $R_B$  denota la misma relación isotópica, pero en la fase o sustancia inicial.

En el ciclo hidrológico los principales procesos naturales que hacen variar la composición isotópica estable de las aguas naturales son la evaporación y la condensación (Parica, 2009). Con respecto a las moléculas pesadas de agua (e.g.  ${}^2\text{H}_2{}^{18}\text{O}$ ), las más livianas (e.g.  ${}^1\text{H}_2{}^{16}\text{O}$ ) poseen energías de enlace inferiores y elevada movilidad, como consecuencia de su mayor velocidad de difusión y frecuencia de colisión con otras moléculas (De Vries, 2000). En consecuencia, las moléculas ligeras tienen una mayor afinidad por la fase gaseosa, por lo que se evaporan más fácilmente. Las moléculas pesadas, por el contrario, son menos volátiles y se concentran en la fase líquida fuente del proceso de evaporación. Este fraccionamiento isotópico al pasar de un estado a otro resulta útil para estudiar procesos ocurridos en el ciclo hidrológico (Clark & Fritz, 1997).

Por ejemplo, las aguas de lluvia a distintas latitudes y altitudes suelen poseer composiciones isotópicas características, que dejarán su impronta en el ambiente y en el agua subterránea (Parica, 2009). De hecho, la composición isotópica de un determinado evento de lluvia será función de factores como la temperatura, la distancia con respecto a la fuente donde se generó el vapor y la humedad relativa en el lugar de origen, además de otros parámetros locales como son la latitud, la altitud, la estacionalidad, la continentalidad y la cantidad de lluvia del evento (Clark & Fritz, 1997).

Partiendo de la base de que los cambios en las concentraciones de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en las aguas meteoricas se hallan bien correlacionados, su composición isotópica puede representarse a través de una recta denominada Línea Meteorica Mundial (Figura 3), conocida también como GMWL por sus siglas en inglés (*Global Meteoric Water Line*). Esta relación fue definida por Craig (1961), mediante la siguiente ecuación:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (4)$$

A partir de esta expresión se puede obtener el parámetro conocido como exceso de deuterio ( $d\text{-exceso} = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ), que representa las desviaciones de cualquier muestra con respecto a GMWL y posee un valor característico de la humedad y temperatura de la fuente de procedencia del vapor de agua cuando se definen líneas meteoricas locales.

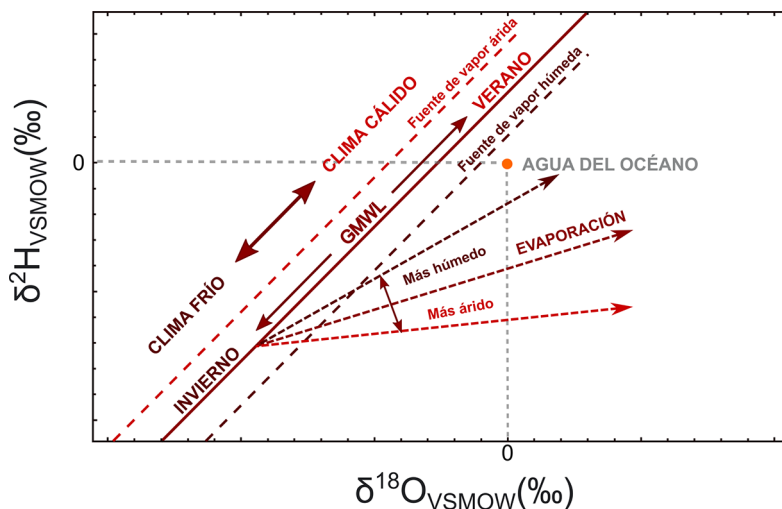
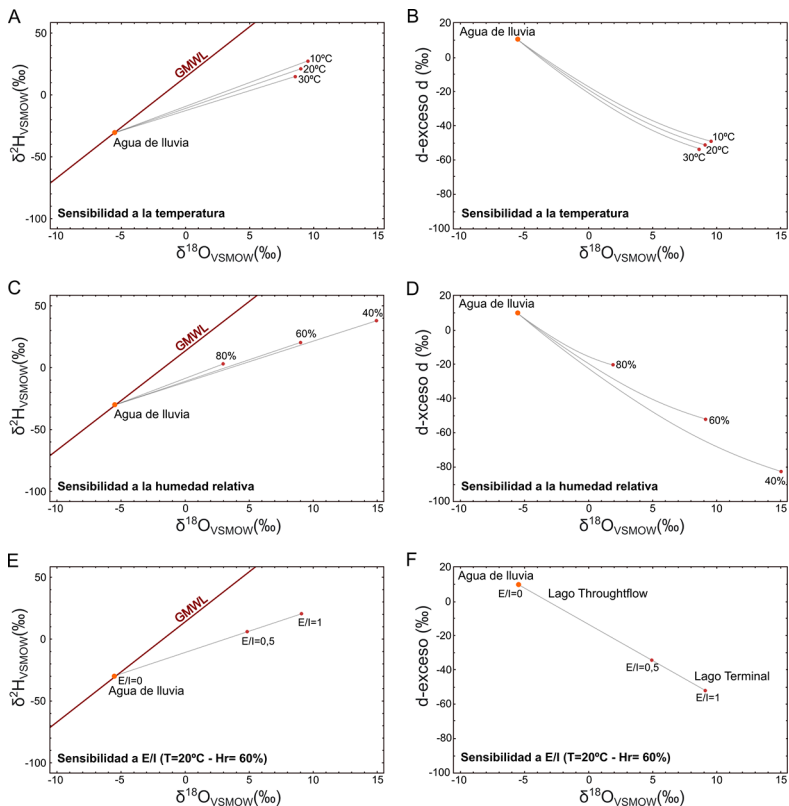


Figura 3. Línea Meteorica Mundial (GMWL) con posibles desviaciones dependiendo de los parámetros mencionados en el texto. Modificado de Clark & Fritz (1997).

Como se ha mencionado anteriormente, el proceso de evaporación constituye una importante causa de variabilidad isotópica dentro del ciclo del agua debido a los fraccionamientos isotópicos que produce. Como consecuencia de estos fraccionamientos, la relación de los isótopos del oxígeno y del hidrógeno del agua sujeta a dicho fenómeno presentará una línea de evaporación con una pendiente menor a la de la GMWL (**Figura 3**).

En un proceso de evaporación, la evolución de la composición isotópica del agua depende de una serie de parámetros, entre los que se encuentran la temperatura, la humedad relativa, el cociente entre el agua perdida por evaporación con respecto al aporte ( $E/I = \text{evaporation/inflow}$ ) y la composición isotópica de la solución acuosa inicial y del vapor de agua en equilibrio con el agua líquida (Criss, 1999; Gázquez *et al.*, 2018). En la **Figura 4** se muestran las trayectorias hipotéticas de  $\delta^2\text{H}$  *vs.*  $\delta^{18}\text{O}$  y d-exceso *vs.*  $\delta^{18}\text{O}$ , de acuerdo al modelo de evaporación de Craig-Gordon, de un agua evaporada con diferentes valores para los tres primeros parámetros, donde resulta evidente el variable rango de sensibilidad de la composición isotópica del agua para cada uno de ellos (Gázquez *et al.*, 2018). De esta forma, se puede distinguir que dichas trayectorias se encuentran escasamente afectadas por variaciones en la temperatura, mientras que presentan un alto grado de sensibilidad a la humedad relativa y al cociente E/I.



**Figura 4.** Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y d-exceso) de aguas evaporadas bajo distintas condiciones de temperatura y humedad relativa (A, B, C, D), calculadas utilizando el modelo de Craig-Gordon (Criss, 1999; Gázquez *et al.*, 2018). También se han tenido en cuenta distintos regímenes hidrológicos (e.i.  $E/I=1$  indica un lago terminal y  $E/I=0$  indica un flujo continuo de agua sin evaporación). Para la modelización se ha utilizado una composición isotópica inicial que se corresponde con la media de las lluvias en el sur de la península Ibérica ( $\delta^{18}\text{O}=-5\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}=-30\text{‰}$ ; d-exceso=10‰).

Puede asumirse que los lagos salinos de la región de Andalucía, que funcionan como nivel de base de sus respectivas cuencas endorreicas, se aproximan a un comportamiento terminal ( $E/I \sim 1$ ); es decir, que toda el agua que entra al sistema se pierde por evaporación sin producirse infiltración (contrariamente a lo que sucede en los lagos de tipo *through-flow* donde  $E/I < 0,5$ ). Por lo tanto, cabe esperar que la variabilidad en la composición isotópica

del agua evaporada en muchas de las lagunas andaluzas depende fundamentalmente del resto de los parámetros, principalmente de la humedad relativa. En consecuencia, la aplicación de este tipo de modelos resulta una herramienta altamente efectiva para la reconstrucción paleoclimática de lagos de climas áridos y elevado cociente E/I (Evans *et al.*, 2018; Gázquez *et al.*, 2018; Voigt *et al.*, 2021), características comunes de los lagos que se analizarán en el presente trabajo.

### 1.3. REGISTROS ISOTÓPICOS DE PALEO-LAGOS RECONSTRUIDOS A PARTIR DEL AGUA DE HIDRATACIÓN DEL YESO

El yeso, sulfato de calcio dihidratado ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), es uno de los minerales más comunes en ambientes sedimentarios, tanto marinos como continentales (Klein & Hurlbut, 1997). En estos últimos, su génesis se relaciona con aguas sometidas a climas cálidos y secos con altas tasas de evaporación, donde los iones para su formación pueden proceder tanto de la disolución de antiguos depósitos de yeso como de ambientes continentales con influencia marina (Cressey, 2005). Por lo tanto, la presencia de yeso en registros sedimentarios lacustres se suele interpretar como evidencia de condiciones climáticas secas en el pasado (Hodell *et al.*, 2012; Dixit *et al.*, 2018; Evans *et al.*, 2018). Durante el Holoceno, la precipitación de yeso a partir de aguas ricas en  $\text{Ca}^{+2}$  y  $\text{SO}_4^{-2}$  en algunos lagos andaluces, obedeció a este tipo de condiciones ambientales (Martín-Puertas *et al.* 2008, 2009, 2010; Höbig *et al.*, 2016; Schröder *et al.*, 2018; Gázquez *et al.*, 2021).

Debido a la presencia de dos moléculas de agua en su estructura cristalina, las cuales son incorporadas a partir de la solución acuosa presente en el momento de su cristalización, el yeso es capaz de reflejar la composición isotópica de la misma. De esta forma, el estudio de los isótopos estables del agua de hidratación del yeso resulta útil para interpretar procesos geológicos e hidrogeológicos como es el caso de la reconstrucción del grado de evaporación durante la formación en sedimentos lacustres de depósitos yesíferos (Hodell *et al.*, 2012; Gázquez *et al.*, 2018; Dixit *et al.*, 2018; Evans *et al.*, 2018; Gázquez *et al.*, 2020).

Para calcular la composición isotópica del agua original partiendo de la del agua de hidratación del yeso, se aplican los factores de fraccionamiento de los isótopos del hidrógeno y el oxígeno para el par agua de hidratación de yeso-agua, que responden a la siguiente fórmula:

$$\alpha_{\text{yeso-agua}} = \frac{\delta_{\text{yeso}} + 1000}{\delta_{\text{agua}} + 1000} \quad (5)$$

donde  $\delta_{\text{yeso}}$  y  $\delta_{\text{agua}}$  indican la relación isotópica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y  $^2\text{H}/^1\text{H}$  de las dos sustancias naturales con respecto al patrón V-SMOW (Gázquez *et al.*, 2017b).

Si bien varios estudios previos han propuesto diferentes valores para los factores de fraccionamiento de ambos isótopos  $\alpha^{18}\text{O}$  y  $\alpha^2\text{H}$  (Baertschi, 1953; Gonfiantini & Fontes 1963; Fontes & Gonfiantini, 1967; Matsuyaba, 1971; Sofer, 1975; Hodell *et al.*, 2012), los datos más recientes corresponden a Gázquez *et al.* (2017b), quienes los han reevaluado con elevada precisión para temperaturas de entre 3 y 55°C y para diversas salinidades y tasas de precipitación. Dichos autores propusieron valores de  $\alpha^{18}\text{O}_{\text{yeso-agua}}$  y  $\alpha^2\text{H}_{\text{yeso-agua}}$  de  $1,0034 \pm 0,0001$  y  $0,981 \pm 0,001$ , respectivamente, para una temperatura de 25°C. De estos coeficientes de fraccionamiento puede deducirse que el agua de la estructura cristalina del yeso se encuentra enriquecida en  $^{18}\text{O}$  en un  $\sim 3,4\text{‰}$  y empobrecida en  $^2\text{H}$  en un  $\sim 19\text{‰}$  con respecto a la solución acuosa inicial (**Figura 5**).



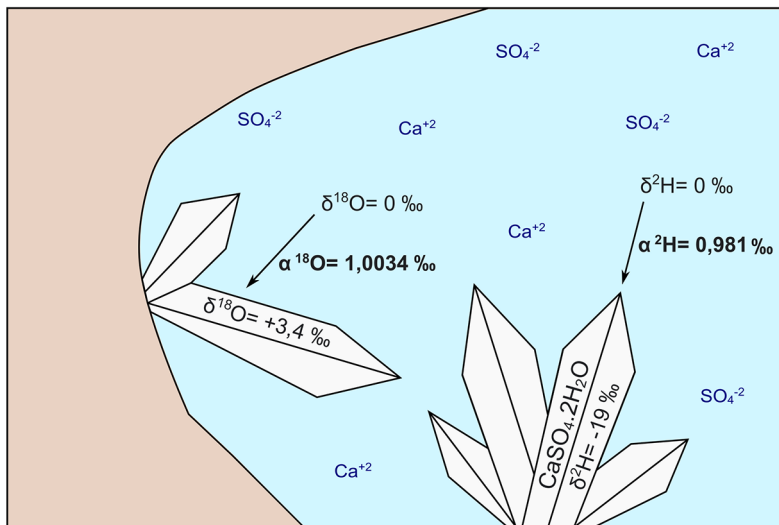


Figura 5. Fraccionamiento isotópico entre la solución acuosa original (suponiendo valores de 0‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ) y el agua de hidratación del yeso.

Adicionalmente, Gázquez *et al.* (2017b) demostraron en su estudio que la temperatura posee un efecto escaso en el factor de fraccionamiento entre el fluido original y el agua de hidratación del yeso en el rango de temperaturas de la mayoría de los lagos (10 a 35°C). Dicha independencia de la temperatura resulta conveniente a la hora de utilizar los isótopos estables del yeso como indicadores paleoclimáticos, representando una importante ventaja con respecto a otros (como es el caso de los carbonatos), donde la señal isotópica se ve controlada en gran parte por la temperatura.

Por otro lado, Gázquez *et al.* (2017b) también indicaron que la salinidad inicial de la solución (expresada como concentración de NaCl) afecta los valores del fraccionamiento del oxígeno y del hidrógeno, pero este efecto es solo significativo para salinidades altas. Para concentraciones de NaCl por debajo de 150 g/L, el  $\alpha^{18}\text{O}_{\text{yeso-agua}}$  no se ve afectado y conserva el valor de  $1,0034 \pm 0,0001$ , mientras que, por encima de esta concentración, el factor de fraccionamiento del oxígeno aumenta de forma gradual hasta

$1,0038 \pm 0,0002$  a 200 g/L y  $1,0047 \pm 0,0003$  a 300 g/L. En el caso del  $\alpha^2\text{H}_{\text{yeso-agua}}$ , su valor se incrementa de forma lineal entre salinidades de 0 a 300 g/L desde 0,9806 hasta 0,9893.

## 2

### OBJETIVOS

- Reconstruir las condiciones climáticas de los últimos 9500 años en Andalucía a partir de los isótopos estables del agua de hidratación del yeso de Laguna de Medina (Cádiz).
- Evaluar el potencial y las problemáticas del estudio de isótopos estables del agua de hidratación del yeso de lagos de Andalucía para reconstrucciones paleoclimáticas.
- Comparar la composición isotópica del agua de hidratación del yeso de diferentes lagos andaluces con sus aguas actuales y evaluar sus funcionamientos hidrológicos actuales y pasados.



## ENTORNO GEOLÓGICO, CLIMÁTICO E HIDROLÓGICO

Los lagos de carácter endorreico analizados en el presente trabajo (**Tabla 1**) se ubican en el contexto geológico de la cuenca del Guadalquivir, una depresión que se extiende desde el Golfo de Cádiz hacia el interior de Andalucía y aproximadamente 300 km en dirección noreste. Está limitada en su sector meridional y oriental por la Cordillera Bética, al norte por la falla de Sierra Morena y hacia el oeste se abre hacia el océano Atlántico (Fernández *et al.*, 1998). En sus inicios surgió como un golfo que conectaba el océano Atlántico con el mar Mediterráneo, formado luego de un proceso de subsidencia y una gran transgresión marina durante el Mioceno. Hacia fines del Plioceno se produjo el levantamiento del sector occidental de la Península, mientras que la regresión marina general continuó durante el Pleistoceno (Siljestrom *et al.*, 1994). La litología de la zona se caracteriza por el predominio de arcillitas, margas y rocas evaporíticas, principalmente yesíferas, que fueron depositadas en un entorno marino desde el Triásico (Fernández *et al.*, 1998).

El origen de la mayoría de los lagos salinos se encuentra estrechamente ligado a los procesos de disolución, subsidencia y colapso de las rocas evaporíticas ricas en yeso de edad triásica y terciaria, que tuvieron lugar durante el Pleistoceno tardío (Ibañez, 1973; 1975; Valero-Garcés *et al.*, 2014). A su vez, la abundancia de rocas de baja permeabilidad, como las arcillas y margas marinas, determinan que el nivel freático esté normalmente a pocos metros de profundidad (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2012).

En general, el clima de la región es semi-árido mediterráneo, con inviernos templados y veranos prolongados, calurosos y secos. Se caracteriza por la marcada estacionalidad de las precipitaciones, concentradas mayormente en primavera y otoño (Bolle, 2003), que en la depresión del Guadalquivir rondan los 300-800

mm anuales. Además, el periodo de sequía se puede prolongar durante varios meses en ciertas zonas (Álvarez-Cobelas *et al.*, 2005), lo cual afecta de forma significativa al nivel de agua en los lagos, pudiendo llegar a secarlos durante veranos muy áridos. Las temperaturas medias en los meses más cálidos varían entre 20 y 26°C, mientras que los meses más fríos presentan temperaturas medias de entre 2 y 12°C (Anderson *et al.*, 2011). Sin embargo, en la zona media y baja de la cuenca Guadalquivir, donde la evapotranspiración potencial posee los mayores valores de la península Ibérica, las temperaturas pueden llegar a superar los 40°C (Reed, 1996). A su vez, los parámetros de precipitaciones y temperatura varían con la latitud, altitud y continentalidad. Las precipitaciones se ven además influenciadas por las corrientes húmedas provenientes del océano Atlántico, como así también por las barreras orográficas presentes en la región (Anderson *et al.*, 2011).

Las características climáticas de esta área determinan asimismo la composición y estructura de la vegetación, que depende además de la altura, luz, presencia de nutrientes, duración de la temporada de crecimiento y disponibilidad de agua, entre otros factores (Huntley, 1991; Birks & Birks, 2014). El área de estudio pertenece a la Región Biogeográfica Mediterránea (Carrión *et al.*, 2010). La vegetación característica que rodea a la mayoría de los lagos estudiados es de tipo arbustiva (e.g. *Tamarix africana*, *Nerium oleander*), juncosa (e.g. *Juncus sp.*, *Phragmites sp.* y *Typha sp.*) y cuenta también con especies de la familia *Quenopodiaceae* como *Salicornia sp.*, *Sarcocornia sp.* y *Arthrocnemum sp.* (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006).

Es importante destacar que, a pesar de que la mayoría de estos complejos de cuencas endorreicas poseen la figura de protección de Reservas Naturales, muchas de ellas se encuentran en peligro debido a la extracción de aguas subterráneas en áreas cercanas (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006). Dicha situación ocurre debido a la abundancia de cultivos de olivo a su alrededor, que en los últimos años han pasado de ser cultivos de secano a cultivos de regadío con el fin de aumentar su productividad (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2012).

Laguna	Provincia	Coordenadas	T° media del aire (°C)	P media anual (mm)	Conductividad (mS/cm)	TDS (g/l)
Medina	Cádiz	36°37'04»N, 06°03'13»O	18,6	523	6,1	5,8
Los Jarales	Córdoba	37°18'21»N, 04°34'38»O	16,4	607	7,5	19
Fuente de Piedra	Málaga	37°06'43''N, 04°46'04-O	15,3	546	154	76
Grande de Archidona	Málaga	37°06'13»N, 04°18'30»O	15,3	546	4,6	2,5
Chica de Archidona	Málaga	37°06'13»N, 04°18'30»O	15,3	546	14	7
Dulce de Zorrilla	Cádiz	36°52'00»N, 05°51'40»O	18,5	516	6,6	3,3
Zoñar	Córdoba	37°29'00»N, 04°41'22-O	16,1	530	1,6	2,4

**Tabla 1.** Localización geográfica y características principales de las lagunas estudiadas en este trabajo: temperatura media del aire, precipitación media anual, conductividad y total de sólidos disueltos (salinidad).

### 3.1. LAGUNA DE MEDINA

La laguna de Medina es un lago kárstico somero de carácter endorreico y semi-permanente (Valero-Garcés *et al.*, 2014), ubicado en la provincia de Cádiz a 30 m s.n.m, entre el Río Guadalete, al norte, y el Arroyo Salado, al sur. Con una profundidad máxima de 3,5 m y un área de 1,2 km<sup>2</sup>, constituye el segundo lago salino más grande de Andalucía, por detrás de la Laguna de Fuente de Piedra (Málaga). La cuenca de Laguna de Medina ocupa aproximadamente 16 km<sup>2</sup> y se caracteriza por la presencia de arcillas continentales y evaporitas ricas en yeso de edad triásica (facies Keuper) y de margas eocenas (Páez, 1991). Su configuración actual fue probablemente establecida durante el Pleistoceno tardío como resultado de un levantamiento diapírico (iniciado en el Mioceno superior) a causa de la exposición de las rocas a la deformación salina, en combinación con procesos kársticos de disolución y colapso (Rodríguez Vidal *et al.*, 1993; Valero-Garcés *et al.*, 2014; Wolf *et al.*, 2014).

La principal entrada de agua y sedimentos se produce en el margen sureste de la laguna a través del Arroyo de Fuente Bermeja, de carácter temporal (Reed *et al.*, 2001). La evapotranspiración es el principal mecanismo de salida de agua de la laguna (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2012), la cual puede llegar a desecarse por completo en años muy secos (de Vicente *et al.*, 2012; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006). La conductividad promedio de sus aguas es de 6,11 mS/cm (**Tabla 1**), pero puede fluctuar marcadamente (4,65-12,88 mS/cm) de acuerdo a la época del año, mientras que la alcalinidad posee un valor medio de 2,13 meq/l y el pH un valor de 7,98 (de Vicente *et al.*, 2012). La salinidad, por su parte, tiene un valor aproximado de 5,8 g/l. Desde el punto de vista de la composición iónica, en las aguas de Laguna de Medina predominan  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  y  $\text{Ca}^{++}$  (de Vicente *et al.*, 2012).

Aunque funciona principalmente como un sistema hidrológicamente cerrado (Fernández-Palacios, 1990), la influencia del flujo de agua subterránea en Laguna de Medina puede ser significativa, manteniendo la lámina de agua en época estival (Reed *et al.*, 2001) y aportando los sulfatos necesarios para la precipitación de yeso, como ocurrió durante algunos periodos del Holoceno



(Eugster & Hardie, 1978; Van't Hoff, 2017; Schröder *et al.*, 2018; Schröder *et al.*, 2020).

Debido a su relevancia como reserva de avifauna acuática migratoria, desde 1989 la Laguna de Medina se encuentra protegida con la figura de Reserva Natural, declarada como Humedal de Importancia Internacional por la Convención Ramsar (De Vicente *et al.*, 2012). Sin embargo, actualmente funciona como fuente de agua para riego para los cultivos de olivo que se hallan en su entorno (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2012).

### 3.2. LAGUNA DE LOS JARALES

La Laguna de los Jarales se localiza en el sur de la provincia de Córdoba a 500 m s.n.m., y está delimitada por el río Anzur al noreste y el río Genil al suroeste. Desde el punto de vista geológico, el área se localiza en el Complejo Caótico Subbético (CCS), que forma parte de la Cordillera Bética (Vera, 2004), donde predominan rocas arcillosas, evaporitas y margas triásicas con frecuentes morfologías kársticas y erosivas, además de margas y arenitas calcáreas del relleno de la Cuenca del Guadalquivir. Posee un carácter temporal, con aportes hídricos que ocurren a través de precipitaciones y agua de escorrentía. Actualmente, carece de lámina de agua permanente y solo se llena tras eventos de lluvia muy intensos. De hecho, la frecuencia con la que se ha llenado en las últimas décadas ha ido disminuyendo debido a la colmatación de sedimentos aportados por erosión de los suelos agrícolas circundantes. Aunque en la actualidad no es posible conocer sus características hidroquímicas, estudios previos determinaron que la salinidad de sus aguas, estrechamente ligada a la secuencia de llenado-evaporación típico de este tipo de lagunas, ha alcanzado los 19 g/l en condiciones previas a su desecación (Guareschi *et al.*, 2015), mientras que su conductividad eléctrica ha variado en un amplio rango (0,3-96 mS/cm), con un promedio de 7,5 mS/cm (Gil-Márquez, 2018; **Tabla 1**). Las aguas de Laguna de los Jarales poseen un pH aproximado de 8,7 y corresponden a facies cloruradas, aunque en ciertas ocasiones también puede predominar el ión  $\text{SO}_4^{-2}$ . Por su parte, los cationes  $\text{Ca}^{++}$  y  $\text{Na}^+$  son los mayoritarios (Gil-Márquez, 2018).

La Laguna de los Jarales es la más austral de las lagunas que forman el espacio protegido Lagunas del Sur de Córdoba, declaradas Reservas Naturales en 1989, debido principalmente a su importancia como área de migración y nidificación de aves acuáticas. Al igual que Laguna de Medina, fue declarada sitio Ramsar en el 2006 y en sus alrededores dominan tierras de cultivo de olivo y cereales (Hubbard, 2019).

### 3.3. LAGUNA DE FUENTE DE PIEDRA

La Laguna de Fuente de Piedra es la más grande de Andalucía. Posee un área de aproximadamente 13,5 km<sup>2</sup>, con una profundidad media de 70,5 cm (Rodríguez-Rodríguez, 2002). Está situada en la divisoria de aguas entre el río Guadalquivir y el río Guadalhorce, en las cercanías de Antequera, provincia de Málaga (Höbig *et al.*, 2016). Desde el punto de vista geológico, se ubica en el área externa de la Cordillera Bética (Subbético), que en esta área recibe el nombre de Trías de Antequera (Staub, 1926) o Yeso Triásico de Antequera (Calaforra & Pulido-Bosch, 1999). La cuenca, que posee un origen principalmente erosivo con un menor dominio de los procesos tectónicos, está dominada por arcillitas, dolomías, evaporitas y ofitas de edad triásica y mioceño, además de calizas jurásicas, rocas postorogénicas del Mioceño y depósitos cuaternarios (Höbig *et al.*, 2016). Los procesos de karstificación sufridos por las evaporitas triásicas han provocado un progresivo hundimiento por disolución y colapso (Durán *et al.*, 2002) que dio lugar a la formación de la laguna. La entrada de agua a la laguna se produce a través de flujo subterráneo (8,6-10,6 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/a), agua proveniente de las precipitaciones (6 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/a) y escorrentía superficial (5,6-7 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/a) por parte de cuerpos de agua efímeros (Höbig *et al.*, 2016). La conductividad y la salinidad de sus aguas poseen valores aproximados de 154 mS/cm y 56 g/l (Tabla 1), un valor de pH de 9 y se incluyen dentro de la facies clorurada-sódica (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006). Debido al carácter poco profundo de sus aguas, constituye un hábitat ideal para aves migratorias y no migratorias, como el caso de los flamencos (Rendón *et al.*, 2014).

### 3.4. LAGUNAS GRANDE Y CHICA DE ARCHIDONA

Las lagunas Grande y Chica de Archidona se sitúan en la región de Antequera, en el extremo noreste de la provincia de Málaga, a una cota aproximada de 800 m s.n.m. Se trata de dos lagunas relativamente pequeñas (0,068 y 0,059 km<sup>2</sup>) de carácter permanente y semi-permanente, respectivamente (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2007). Sus profundidades máximas varían de forma notable, siendo de 12 m para la Laguna Grande y 8,3 m para la Laguna Chica (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2010). El agua de ambas lagunas se encuentra dentro de la facies sulfatada-cálcica, con un pH aproximado de 8,5 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006). En cuanto a los valores de conductividad y salinidad, estos rondan los 4,6 mS/cm y 2,5 g/l para la Laguna Grande y 14 mS/cm y 7 g/l para la Chica (**Tabla 1**). Al igual que Fuente de Piedra, el sector donde se ubican corresponde al Trías de Antequera, donde predominan materiales arcillosos, margosos y evaporíticos (fundamentalmente yeso, anhidrita y halita) intensamente fracturados. La génesis de las lagunas se relaciona directamente con los procesos de karstificación de los materiales evaporíticos, siendo ambas lagunas dolinas de hundimiento ubicadas en el contacto entre las evaporitas y la formación arcillosa sobre las que yacen (Pezzi, 1977; Calaforra & Pulido-Bosch). La entrada de agua a estas lagunas se produce principalmente a través de escorrentía superficial y subsuperficial, además de por flujo subterráneo desde el acuífero Lagunas-Los Hoyos sobre el que yacen, mientras que la salida de agua se produce principalmente por evapotranspiración (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2007). Tanto la Laguna Grande como la Chica fueron declaradas Espacios Naturales Protegidos por la Administración Autonómica (Reserva Natural Lagunas de Archidona) y también forman parte del Convenio Ramsar.

### 3.5. LAGUNA DULCE DE ZORRILLA

La Laguna Dulce de Zorrilla, perteneciente al Complejo Endorreico de Espera junto con las lagunas Salada de Zorrilla y Hondilla, se localiza en la provincia de Cádiz, en el término municipal de Espera a 110 m s.n.m. (Guareschi *et al.*, 2015). Es una laguna

permanente que en periodos de elevada pluviosidad puede llegar a tener una profundidad máxima de 2,5 m, aunque durante la época estival sufre un descenso significativo de su lámina de agua (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2010). Sus aguas poseen valores de conductividad y de salinidad de 6,6 mS/cm y 3,3 g/l, respectivamente (**Tabla 1**), tienen un pH aproximado de 8,2 y se incluyen dentro de la facies sulfatada-cálcica. En cuanto a la litología de su entorno, predominan materiales margo-yesíferos, calizas y dolomías de edad triásica y margas con areniscas oligo-miocenas. Los aportes hídricos a esta laguna se producen a través de las precipitaciones y ciertos aportes subterráneos locales, mientras que sufre fuertes pérdidas por evapotranspiración y por la propia geología del terreno (Díaz del Olmo & Recio Espejo, 1991).

### 3.6. LAGUNA DE ZOÑAR

La Laguna de Zoñar, ubicada a 300 m s.n.m. en la provincia de Córdoba (**Tabla 1**), constituye la más profunda (14-15 m) y la de mayor superficie (37 ha) de las tres lagunas de aguas permanentes de la provincia (lagunas del Rincón y Amarga) (Martín-Puertas *et al.*, 2008). Su cuenca, compuesta principalmente por rocas carbonáticas, arcillitas, evaporitas y ofitas triásicas, así como sedimentos marinos miocenos (IGME, 1988), posee un origen kárstico y diapírico a lo largo de estructuras de falla (Moya, 1984; Sánchez *et al.*, 1992). Se trata de un lago de carácter monomíctico (térmicamente estratificado desde mayo a septiembre) con aguas salinas (2,4 g/l), alcalinas (pH 7,1-8,4) y dominadas por los iones  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Na}^+$  (Valero-Garcés *et al.*, 2006), con una conductividad aproximada de 1,6 mS/cm. Durante un año promedio, la entrada de agua se produce a través de precipitaciones, escorrentía, agua subterránea y los manantiales Escobar, Zoñar y Eucaliptos (0,177; 0,168; 0,4 y 0,073  $\text{hm}^3$ , respectivamente), mientras que la principal salida de agua (0,8  $\text{hm}^3$ ) es por evaporación (ENADIMSA, 1989).

## MATERIALES Y MÉTODOS

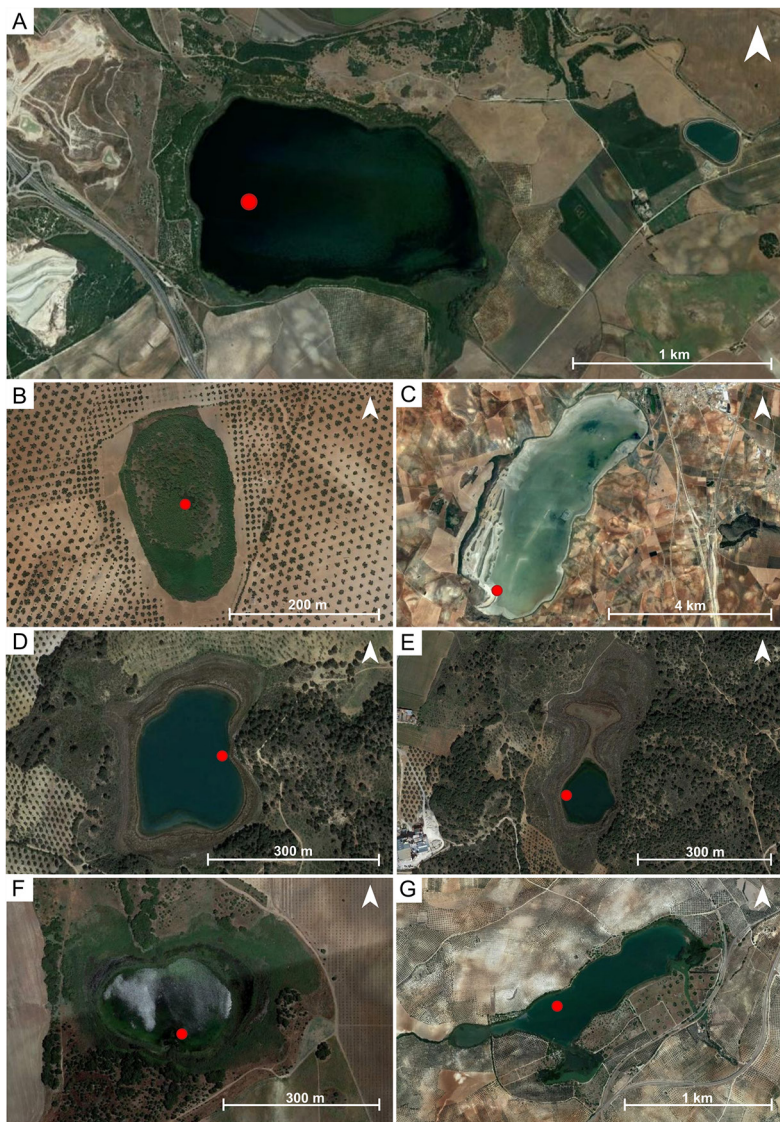
### 4.1. DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS

#### 4.1.1. Laguna de Medina

El estudio de esta laguna se llevó a cabo a partir de muestras de sedimento obtenidas del testigo compuesto de 25,7 m utilizado por Van't Hoff (2017) y posteriormente por Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020). Los testigos se extrajeron de la parte central de la laguna (**Figura 6**) mediante una sonda de pistón por percusión. La cronología de los sedimentos se elaboró a partir de 20 dataciones de compuestos orgánicos obtenidas mediante  $^{14}\text{C}$ , abarcando los últimos ~9500 años (Schröder *et al.*, 2018) (**Figura 7**). Estos autores construyeron un modelo edad/profundidad del testigo, del cual se dedujo que en los últimos 2800 años (4,5 m superiores) la tasa de sedimentación ha sido relativamente constante, con valores de ~1,1 mm/año. Por debajo de esta profundidad, por otro lado, los valores obtenidos aumentaron de forma notable, siendo del orden de 3,8 mm/año.

En este TFM se realizó una revisión detallada bajo lupa binocular de las muestras disponibles (>120) y finalmente se analizaron 17, seleccionadas en base a la presencia de yeso. En general se observó que las muestras poseían color gris de claro a oscuro con grano muy fino y frecuente laminación. El yeso se encontró presente en forma microcristalina y como finas láminas de aspecto pulverulento de pocos milímetros (**Figura 8**). También se observó la presencia de pequeños nódulos intercalados en el sedimento, que a simple vista exhibían un aspecto similar al yeso debido a su color blanquecino y a su hábito, pero que finalmente resultaron estar compuestos por azufre nativo diagenético (Schröder *et al.*, 2018).

Con base en lo anterior, se pudo determinar que el yeso hallado en las muestras del testigo predomina en las profundidades de entre ~24 y 18 m y ~4 y 2,5 m (**Figura 7**) coincidiendo con la alternancia de facies II y III y con la facies IV propuestas por Van't Hoff (2017) y Schröder *et al.* (2018), que a su vez se corresponden con edades de entre 9000 y 6900 y de entre 2600 y 1700 años calibrados antes del presente, respectivamente.



**Figura 6.** Localización de las muestras tomadas en cada una de las lagunas para este trabajo: Lagunas de Medina (A), Los Jarales (B), Fuente de Piedra (C), Grande (D) y Chica (E) de Archidona, Dulce de Zorrilla (F) y Zoñar (G). Tomado y modificado de Google Earth.



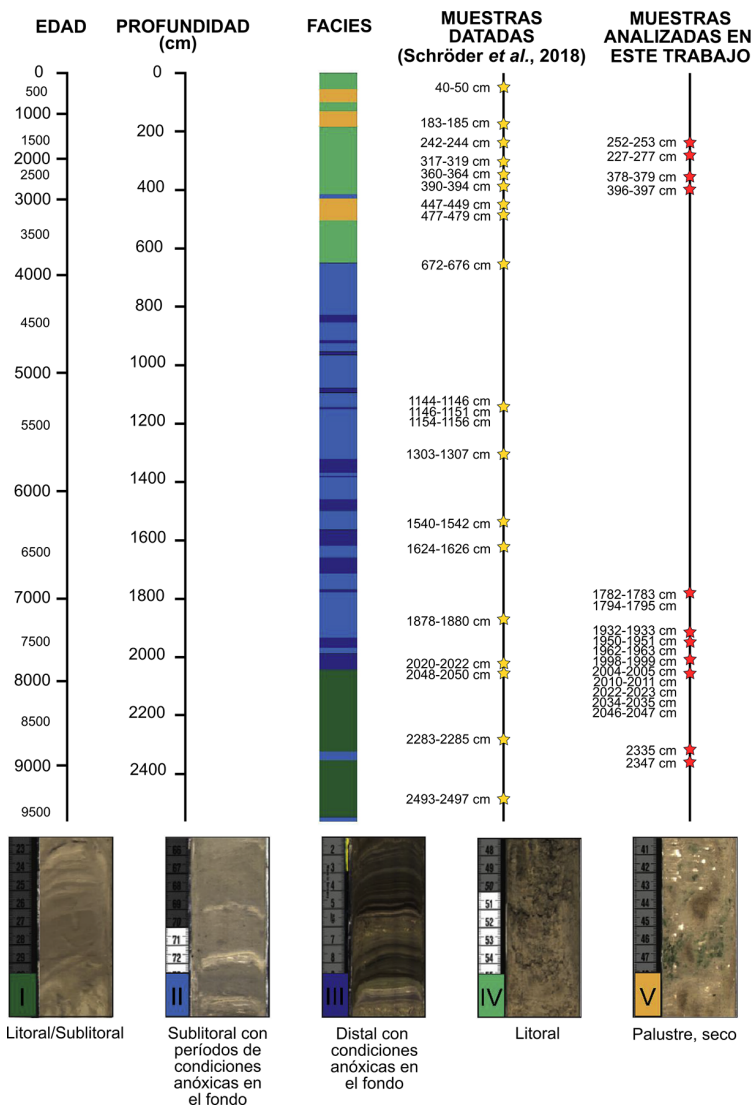
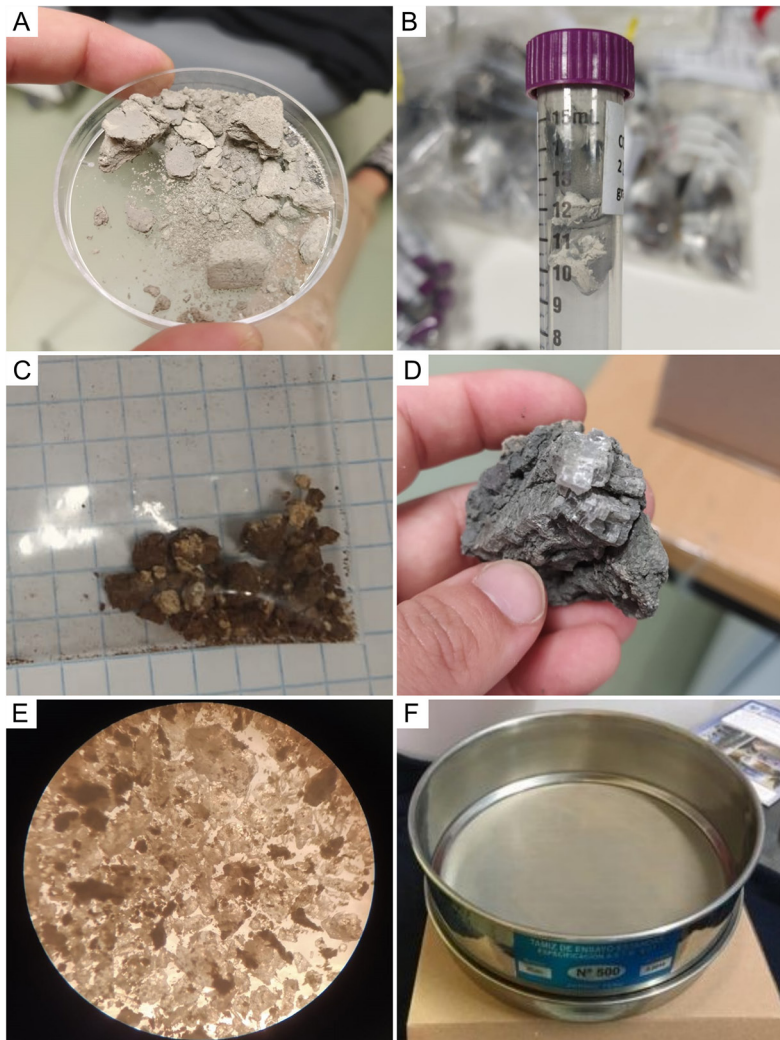


Figura 7. Testigo de Laguna de Medina estudiado por Van't Hoff (2017), Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020), con facies sedimentarias, interpretación de sus respectivos ambientes sedimentarios y datos de edades  $^{14}\text{C}$  realizadas por estos autores. Se indican además las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Schröder *et al.* (2018).





**Figura 8.** Muestras de Laguna de Medina: yeso en forma de pequeños cristales (A) y láminas pulverulentas (B) en sedimentos arcillosos. Muestra de Laguna de los Jarales: nódulos de yeso intercalados en el sedimento (C). Muestra de Laguna de Fuente de Piedra: cristal bien desarrollado de yeso selenítico (D). Para la separación de las muestras se utilizó lupa binocular en el caso de los cristales (E) y tamiz de malla de 125 micras para los nódulos y arenas yesíferas (F).

#### 4.1.2. Laguna de los Jarales

Las muestras de esta laguna se obtuvieron a partir de un testigo de sedimentos de 1,7 m extraído con una sonda de testificación manual *Livingstone* (Hubbard, 2019) (**Figura 6**). Dicho testigo está compuesto por cuatro fragmentos (*drives* 1-4), de los cuales se seleccionaron 13 muestras pertenecientes al 1,2,3 y principalmente al 4 (**Figura 9**). Además, cuenta con dos dataciones determinadas mediante  $^{14}\text{C}$  de 3397 y 1254 años calibrados antes del presente para las profundidades de 136,8 y 76,4 cm, respectivamente (Hubbard, 2019). Las muestras fueron cedidas por el Profesor Antonio García-Alix del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada. En general se trató de sedimentos de textura arcillosa, con colores que variaron entre castaño amarillento oscuro a gris amarillento (10YR 4/2 y 5Y 5/2, respectivamente, según la Tabla de Colores de Munsell) (Hubbard, 2019). El yeso aparece en forma de nódulos del orden de pocos milímetros intercalados en estos sedimentos y ocasionalmente como pequeños cristales o finas láminas de aspecto pulverulento.

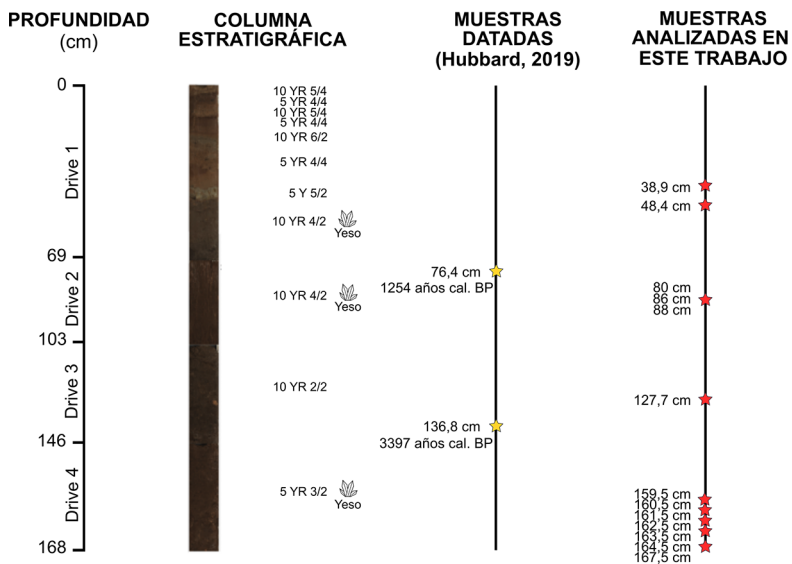


Figura 9. Testigo de Laguna de los Jarales con datos de color según la Tabla Colores de Munsell, presencia de yeso y edades  $^{14}\text{C}$  expresadas en años calibrados antes del presente (años cal. BP) (Hubbard, 2019). Se indican además las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Hubbard (2019).

#### 4.1.3. Laguna de Fuente de Piedra

La muestra analizada de Laguna de Fuente de Piedra consistió en un cristal transparente de yeso selenítico de varios cm con caras bien desarrolladas, recuperado de la base de un testigo extraído con *vibracore* a 1,8 m de profundidad en la orilla sur de la laguna en marzo de 2021 (Figura 6).

#### 4.1.4. Laguna Grande de Archidona

En el caso de la Laguna Grande de Archidona, en septiembre de 2020 se obtuvo una muestra de su margen oriental formada por nódulos duros de 1 cm de diámetro intercalados en el sedimento en superficie (Figura 6).

#### 4.1.5. Laguna Chica de Archidona

Para esta laguna en marzo de 2021 se recuperaron tres muestras de su orilla occidental (**Figura 6**), de aspecto similar a la de la Laguna Grande, es decir, nódulos duros de 1 cm de diámetro intercalados en el sedimento superficial.

#### 4.1.6. Laguna Dulce de Zorrilla

En la Laguna Dulce de Zorrilla se tomó en marzo de 2021 una única muestra de sedimento de una zanja de ~20 cm de profundidad cercana a su orilla sur (**Figura 6**), donde el yeso se presentó como nódulos blanquecinos pulverulentos de pocos milímetros.

#### 4.1.7. Laguna de Zoñar

Las tres muestras de Laguna de Zoñar fueron obtenidas de su parte más profunda (14-15m) a partir del testigo de 6 m recolectado por Martín-Puertas *et al.* (2008) con una sonda de pistón *Kullenberg* y corresponden a profundidades de entre 3,7 y 3,9 m (**Figura 6**). Se trata de yeso pulverulento que pertenece a la Unidad 6 y la microfacies 4 definidas por Martín-Puertas *et al.* (2009).

## 4.2. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS

En el caso del yeso microcristalino, el mineral fue disgregado y apartado del resto de sedimento bajo lupa binocular, mientras que los cristales de gran tamaño fueron separados manualmente. Los nódulos, por su parte, se separaron utilizando un tamiz de malla de 125 mm y agua destilada con el propósito de desechar las arcillas asociadas a ellos. Para las formas pulverulentas del yeso, la selección se realizó con la ayuda de una espátula. Finalmente, las muestras se molieron (en caso de ser necesario) con un mortero de ágata hasta ser reducidas a polvo fino homogéneo. A continuación, y con el objetivo de eliminar el agua adsorbida en su superficie, se secaron alrededor de 120 mg de cada una de

ellas en un horno a 45 °C durante al menos una noche. Este procedimiento térmico no afecta la composición isotópica de las moléculas de agua de la estructura cristalina del yeso debido a que éste las libera por encima de los 70°C.

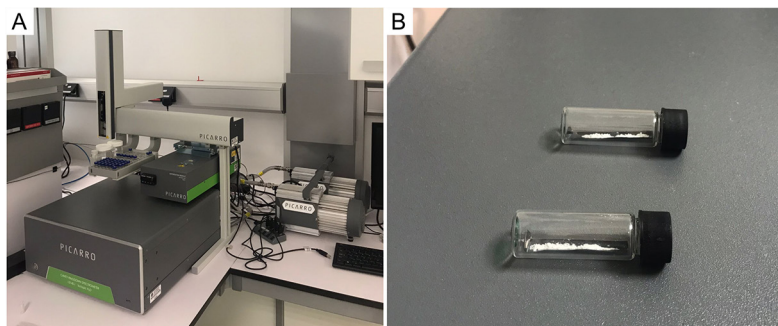
### 4.3. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA DE HIDRATACIÓN DEL YESO

Una vez retiradas del horno, las muestras seleccionadas fueron analizadas para determinar la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y el hidrógeno ( $\delta^2\text{H}$ ) en el agua de hidratación del yeso. Para ello se empleó un módulo de inducción térmica (IM-CRDS, Picarro®) ensamblado a un espectrómetro láser basado en la tecnología *Cavity Ringdown Spectroscopy* (CRDS), modelo Picarro® L2140i (**Figura 10**) en el Laboratorio de Isótopos estables de la Universidad de Almería.

Se pesaron 10-20 mg de muestra sobre un portamuestras de metal, que luego fue colocado dentro de un tubo de vidrio con septum de silicona (**Figura 10**). Con el objetivo de liberar la totalidad del agua de la estructura cristalina del yeso, cada tubo con la muestra correspondiente fue sometido a un calentamiento dentro del módulo de inducción (*Induction Module*, Picarro®). La rampa de temperatura empleada fue de 60°C/min hasta alcanzar 200°C como temperatura final, utilizando aire sintético como gas portador. El vapor generado por el calentamiento circula por una cámara de análisis recubierta de espejos de alta reflectividad donde incide un láser que emite una longitud de onda en el rango del infrarrojo cercano. El dispositivo permite calcular el tiempo que recorre el haz del láser desde su emisión en la fuente hasta que es captado por el fotodetector al completar un ciclo, que a su vez depende de la concentración de vapor de agua en la cámara y de las especies isotópicas presentes. La composición isotópica de oxígeno e hidrógeno de cada muestra es registrada de forma continua por el espectrómetro, generando un pico gaussiano con los valores de concentración de agua, cuya altura varía aproximadamente entre 15 000 y 25 000 ppmv de  $\text{H}_2\text{O}$ . Luego de integrar el pico, el *software* del analizador genera el valor isotópico ponderado del agua medida.

Dicho proceso, repetido al menos 5 veces para cada una de las muestras, permitió determinar la composición isotópica del vapor de agua generado tras el calentamiento de la muestra, expresada en partes por mil (‰) en relación con V-SMOW. El posible efecto memoria de las muestras previas fue evitado al desechar al menos la primera de las repeticiones realizadas para cada una.

La calibración de los resultados de los valores isotópicos, llevada a cabo con respecto al patrón internacional V-SMOW (*Vien-na-Standard Mean Ocean Water*), se logró al analizar tres patrones internos de yeso (DEVAUX, UAL-GYP, y SALINA) previa y posteriormente a cada secuencia de muestras de los lagos. Los patrones fueron calibrados previamente con respecto al V-SMOW mediante el método de extracción criogénica desarrollado por Gázquez *et al.* (2015). En cada secuencia analítica se realizaron 5-8 repeticiones de los 3 patrones internos y posteriormente 10-15 muestras de lagos. El proceso de calibración fue repetido cada 5 días, además del análisis de uno de los estándares internos (UAL-GYP) cada 24 horas para comprobar la ausencia de deriva del instrumento. La precisión del análisis del patrón UAL-GYP fue de 0,1‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  y 0,6‰ para  $\delta^2\text{H}$ , similar a la de las ~5 repeticiones para cada muestra de lagos.



**Figura 10.** (A) Analizador isotópico láser basado en la tecnología *Cavity Ringdown Spectroscopy* (CRDS), modelo Picarro® L2140i. (B) Tubos de vidrio con muestras de yeso sobre portamuestras de metal.

Partiendo de estos resultados de valores de isótopos estables del agua de hidratación del yeso, la composición isotópica del agua inicial a partir de la cual se produjo la precipitación de este mineral se calculó mediante la fórmula del fraccionamiento isotópico (**Fórmula 5**). Para ello se utilizaron los coeficientes de fraccionamiento a 25°C de  $1,0034 \pm 0,0001$  y  $0,981 \pm 0,001$  para  $\alpha^{18}\text{O}_{\text{yeso-agua}}$  y  $\alpha^{2}\text{H}_{\text{yeso-agua}}$ , respectivamente, considerando que estos valores resultan en gran medida independientes de la temperatura en el rango de la mayoría de los lagos (Gázquez *et al.*, 2017b).

Las muestras de Laguna de Medina presentaron una serie de dificultades a la hora de estudiar su composición isotópica. Inicialmente se analizaron las muestras conformadas por nódulos blanquecinos, que resultaron no estar compuestos por yeso sino por azufre nativo diagenético (Schröder *et al.*, 2018). La sublimación del azufre (**Figura 11A**) produjo la obstrucción de la aguja del módulo de inducción, que debió ser reemplazada. Otro de los inconvenientes provocados por las muestras de Laguna de Medina fue la abundante presencia de compuestos orgánicos, muy comunes en sedimentos de lagos. Estudios previos han demostrado que la alta concentración de este tipo de compuestos puede afectar a los análisis isotópicos (Gázquez *et al.*, 2015), debido a la interferencia espectroscópica que provocan a la hora de realizar las mediciones. Las composiciones isotópicas del hidrógeno y especialmente del oxígeno observadas en las muestras de Laguna de Medina resultaron más elevadas que las obtenidas en yesos de lagunas próximas (e.g. Laguna de la Ballestera, Gázquez *et al.*, 2021). Como consecuencia, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  no se alinearon en una línea de evaporación como se hubiera esperado (**Figura 11B**; ver sección 6.1.1.). Para subsanar esta dificultad, fue necesario colocar un catalizador pirolítico en línea dentro del módulo de inducción. Este catalizador elimina los compuestos orgánicos del flujo de vapor procedente de la muestra y mejora considerablemente los resultados, como se puede observar en la **Figura 11B**.

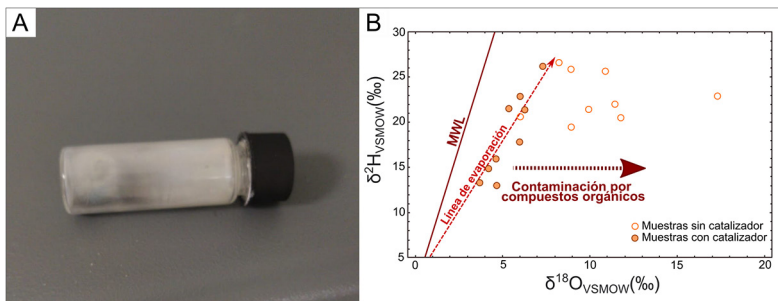


Figura 11. (A) Tubo de vidrio empañado debido a la sublimación de azufre nativo en la muestra. (B) Resultados isotópicos de las muestras con y sin catalizador pirolítico, donde se observa la interferencia espectroscópica producida por los compuestos orgánicos. Las muestras analizadas utilizando el catalizador se alinean en una línea de evaporación, típica de aguas de lagos.



## 5

# RESULTADOS

### 5.1. LAGUNA DE MEDINA

Para las muestras de esta laguna ( $n=17$ ), los resultados isotópicos del agua de hidratación del yeso fluctuaron entre 4,1 y 10,8‰, con un valor medio de  $7,6 \pm 0,2\text{‰}$ , para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  y entre -15,6 y 5,6‰, con una media de  $-4,8 \pm 1,3\text{‰}$ , en el caso del  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$ . Una vez aplicados los coeficientes de fraccionamiento propuestos por Gázquez *et al.* (2017b), se pudo reconstruir la composición isotópica de agua original del lago a partir de la cual ha precipitado el yeso analizado. En este caso, los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  variaron entre 0,7 y 7,4‰, con una media de  $4,2 \pm 0,2\text{‰}$ , mientras que los de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  lo hicieron entre 4,5 y 26,1‰, con una media de  $15,5 \pm 1,3\text{‰}$  (**Figura 12**). El d-exceso, por su parte, presentó valores entre -1,2 y -33‰, con una media de -18,3‰ (**Tabla 2**). A su vez, los resultados isotópicos del  $\delta^{18}\text{O}$  y del  $\delta^2\text{H}$  se alinearon formando una recta con una pendiente de 3,1 (ver sección 6.1.1.).

### 5.2. LAGUNA DE LOS JARALES

En el caso de Laguna de los Jarales, los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  para el agua de hidratación del yeso ( $n=13$ ) oscilaron entre -0,5 y 5,7‰, con una media de  $0,9 \pm 0,4\text{‰}$ , mientras que para el  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$  variaron entre -49,4 y -9,9‰, con un valor medio de  $-39,5 \pm 1,2\text{‰}$ . Al aplicar los coeficientes de fraccionamiento, se obtuvieron valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  entre -3,9 y -2,3‰, con una media de  $-2,5 \pm 0,2\text{‰}$  y de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  entre -30 y 10,3‰, con una media de  $-19,9 \pm 1,2\text{‰}$ , para el agua original del lago (**Figura 12**). El d-exceso, por su parte, exhibió valores entre 17,8 y -10,4‰, con un valor medio de 0,1‰ (**Tabla 2**). Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y del  $\delta^2\text{H}$  que determi-

naron la composición isotópica de esta laguna no se alinearon generando una recta, sino que distribuyeron formando una nube de puntos (ver sección 6.2.).

### 5.3. LAGUNA DE FUENTE DE PIEDRA

La muestra analizada de Laguna de Fuente de Piedra presentó valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  de  $4,2 \pm 0,1\text{‰}$  y de  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$  de  $-33,5 \pm 1,5\text{‰}$  para el agua presente en la estructura cristalina del yeso, mientras que los valores obtenidos para el agua original empleando los coeficientes de fraccionamiento resultaron de  $0,8 \pm 0,1\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  y de  $-13,8 \pm 1,5\text{‰}$  en el caso del  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  (Figura 12). El valor de d-exceso fue de  $-20,5\text{‰}$  (Tabla 2).

### 5.4. LAGUNA GRANDE DE ARCHIDONA

Para el caso de Laguna Grande de Archidona, los resultados isotópicos de la muestra analizada fueron de  $8,8 \pm 0,2\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  y de  $-11,4 \pm 0,9\text{‰}$  para el  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$  en el caso del agua de hidratación del yeso. La reconstrucción de la composición isotópica del agua original del lago a través de los coeficientes de fraccionamiento, por su parte, exhibió valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  de  $5,3 \pm 0,2\text{‰}$ , de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  de  $8,8 \pm 0,9\text{‰}$  (Figura 12) y de d-exceso de  $-33,9\text{‰}$  (Tabla 2).

### 5.5. LAGUNA CHICA DE ARCHIDONA

Los valores isotópicos del agua de hidratación del yeso para las muestras ( $n=3$ ) de Laguna Chica de Archidona oscilaron entre 11,7 y 16,5‰, con un valor medio de  $13,6 \pm 0,3\text{‰}$  en el caso del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  y entre 3,8 y 23‰, con una media de  $11 \pm 0,9\text{‰}$ , para el  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$ . Tras aplicar los coeficientes de fraccionamiento, la composición isotópica del agua original del lago presentó valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  que variaron entre 8,3 y 13,1‰, con una media de  $10,1 \pm 0,3\text{‰}$  y de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  que lo hicieron entre 24,3 y 43,9‰, con un valor medio de  $31,7 \pm 0,9\text{‰}$  (Figura 12). El d-exceso, por su

parte, osciló entre -41,9 y -60,7‰, con una media de -49,4‰ (Tabla 2).

Los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras analizadas para esta laguna se distribuyeron formando una recta con una pendiente de 4,1 (ver sección 6.3.3.).

## 5.6. LAGUNA DULCE DE ZORRILLA

En el caso de la muestra analizada de Laguna Dulce de Zorrilla, los resultados isotópicos del agua de hidratación del yeso fueron de 7,6‰ para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  y de -7,1‰ para el  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$ . Los valores isotópicos del agua original al aplicar los coeficientes de fraccionamiento, por otro lado, fueron de 4,2‰ en el caso del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$ , de 13,1‰ para el  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  (Figura 12) y de -20,6‰ para el d-exceso (Tabla 2).

## 5.7. LAGUNA DE ZOÑAR

Las muestras analizadas de Laguna de Zoñar (n=3) presentaron valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  entre 11,8 y 14,5 ‰, con una media de  $13,1 \pm 0,2$ ‰ y de  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$  entre 5,5 y 16,1‰, con un valor medio de  $10,6 \pm 0,5$ ‰ en el caso del agua presente en la estructura cristalina del yeso. La reconstrucción de la composición isotópica del agua original del lago utilizando los coeficientes de fraccionamiento, por su parte, exhibió valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  entre 8,4 y 11 ‰, con una media de  $9,7 \pm 0,2$ ‰ y de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  entre 26,1 y 36,8‰, con un valor medio de  $31,2 \pm 0,5$ ‰ (Figura 12). Los valores de d-exceso, por su parte, oscilaron entre -41,2 y -51,5‰, con una media de -46,3‰ (Tabla 2). En este caso, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  se alinearon en una recta con una pendiente de 4,1 (ver sección 6.3.5.).

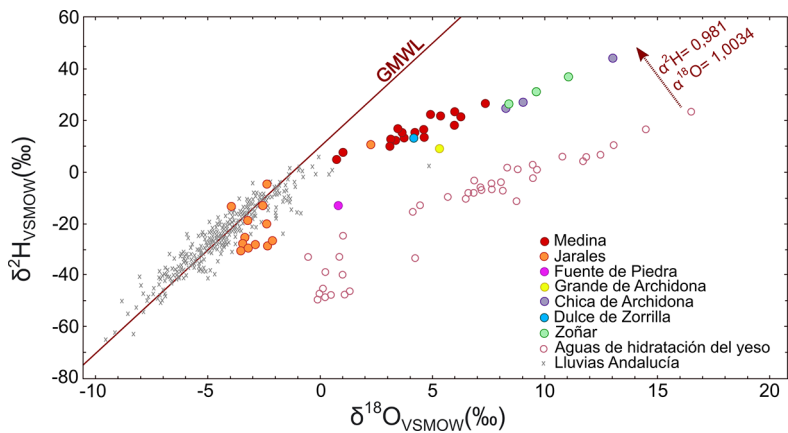


Figura 12. Composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ) de las aguas de hidratación del yeso y del agua original (paleo-lagos) de todos los lagos analizados. Se han representado además los coeficientes de fraccionamiento  $\alpha^{18}\text{O}_{\text{yeso-agua}}$  y  $\alpha^2\text{H}_{\text{yeso-agua}}$ , la Línea Meteorológica del Agua Global (GMWL) y los valores de agua de lluvia actual en Andalucía.

Laguna	Prof. (cm)	Edad (años cal. BP)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$	DS	$\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$	DS	$\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$	d-exceso
Medina	252-253	1733	4,4	0,3	1,0	-13,0	3,7	7,1	-1,2
Medina	276-277	1874	4,1	0,6	0,7	-15,6	2,7	4,5	-1,4
Medina	378-379	2554	8,4	0,2	4,9	1,7	0,8	22,1	-17,4
Medina	396-397	2633	6,9	0,4	3,5	-3,8	2,4	16,5	-11,1
Medina	1782-1783	6896	7,1	0,2	3,7	-6,2	0,5	14,1	-15,4
Medina	1794-1795	6934	6,6	0,1	3,2	-8,3	0,7	12,0	-13,7
Medina	1932-1933	7399	6,5	0,2	3,1	-10,3	0,8	9,9	-14,8
Medina	1950-1951	7465	7,6	0,3	4,2	-5,6	2,0	14,7	-19,2
Medina	1962-1963	7510	8,0	0,4	4,6	-4,4	1,0	15,9	-21,0
Medina	1998-1999	7604	9,5	0,2	6,1	2,3	0,3	22,7	-25,9
Medina	2004-2005	7661	8,1	0,1	4,7	-7,3	1,6	13,0	-24,6
Medina	2010-2011	7683	9,7	0,1	6,2	0,8	1,1	21,2	-28,7
Medina	2022-2023	7726	9,5	0,1	6,0	-2,5	1,0	17,8	-30,6
Medina	2034-2035	7764	10,8	0,1	7,4	5,6	0,3	26,1	-33,0
Medina	2046-2047	7807	6,8	0,3	3,4	-8,5	1,1	11,8	-15,3
Medina	2335	8844	8,8	0,2	5,4	0,9	1,3	21,3	-21,8
Medina	2347	8877	7,2	0,2	3,7	-7,1	0,5	13,2	-16,7
Jarales	38,9	644	5,7	1,6	2,3	-9,9	2,9	10,3	-7,7
Jarales	48,4	801	1,1	0,7	-2,3	-25,0	1,6	-5,1	13,6
Jarales	80	1391	1,0	0,5	-2,4	-40,2	1,7	-20,6	-1,7
Jarales	86	1603	-0,5	0,4	-3,9	-33,2	0,7	-13,4	17,8
Jarales	88	1673	0,9	0,3	-2,5	-33,0	0,7	-13,3	6,9
Jarales	127,7	3076	0,2	0,2	-3,2	-39,1	2,2	-19,5	5,9
Jarales	159,5	4199	0,1	0,2	-3,3	-45,7	0,6	-26,2	-0,2
Jarales	160,5	4234	0,5	0,3	-2,9	-47,7	0,7	-28,3	-5,3
Jarales	161,5	4269	0,0	0,2	-3,4	-47,9	0,6	-28,5	-1,4
Jarales	162,5	4305	0,2	0,1	-3,2	-48,5	0,7	-29,1	-3,4
Jarales	163,5	4340	-0,1	0,1	-3,5	-49,4	0,4	-30,0	-2,4
Jarales	164,5	4375	1,1	0,3	-2,3	-48,0	1,3	-28,5	-10,2
Jarales	167,5	4481	1,3	0,5	-2,1	-46,6	1,2	-27,1	-10,4
Fuente de Piedra	180	?	4,2	0,1	0,8	-33,5	1,5	-13,8	-20,5
Grande de Archidona	Superficie	Reciente	8,8	0,2	5,3	-11,4	0,9	8,8	-33,9
Chica de Archidona	Superficie	Reciente	11,7	0,0	8,3	3,8	1,0	24,3	-41,9
Chica de Archidona	Superficie	Reciente	12,5	0,2	9,1	6,3	1,4	26,9	-45,6
Chica de Archidona	Superficie	Reciente	16,5	0,6	13,1	23,0	0,4	43,9	-60,7
Dulce de Zorrilla	20	Reciente	7,6	0,0	4,2	-7,1	1,8	13,1	-20,6
Zoñar	372	1896	11,8	0,3	8,4	5,5	0,6	26,1	-41,2
Zoñar	385	2051	13,1	0,2	9,6	10,2	0,4	30,8	-46,3
Zoñar	391	2122	14,5	0,1	11,0	16,1	0,3	36,8	-51,5

Tabla 2. Resultados isotópicos de las muestras de yeso de las lagunas. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y d-exceso se encuentran expresados en ‰, la profundidad en centímetros y las edades en años calibrados antes del presente (años cal. BP).



## 6 DISCUSIÓN

### 6.1. LAGUNA DE MEDINA

#### 6.1.1. El registro paleoclimático de Laguna de Medina

El registro sedimentario de Laguna de Medina (últimos ~9500 años) se ha dividido en 4 fases climáticas en base a (1) la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y el hidrógeno ( $\delta^2\text{H}$ ) del paleo-lago obtenidas a partir del agua de hidratación del yeso (Figura 13) y (2) los estudios multiparamétricos previos llevados a cabo por Van't Hoff (2017), Schröder *et al.* (2018) y Schröder *et al.* (2020) (Figura 14).

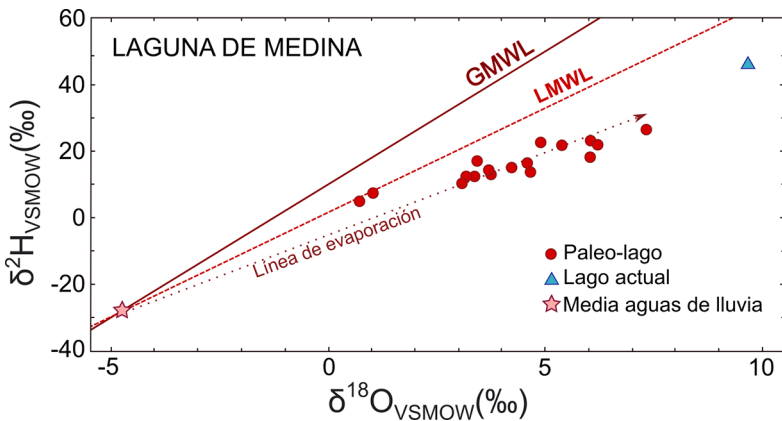


Figura 13. Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de las muestras de Laguna de Medina. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  se alinean a lo largo de una línea de evaporación que corta a la LMWL (línea meteórica del agua local) en valores similares a los de la media ponderada de las aguas de lluvia (~-5‰ y -30‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , respectivamente). A modo de comparación, se representa la composición isotópica del lago actual, tomada en verano de 2020.

En la sección más profunda del testigo, que abarca desde los ~9500 hasta ~7800 años calibrados antes del presente (Holoceeno temprano), Schröder *et al.* (2018) distinguen un periodo con una profundidad del lago baja a moderada con fluctuaciones en la salinidad, interpretado como un ambiente sedimentario litoral/sublitoral. Los autores se basan en la presencia de especies de ostrácodos típicos de ambientes salinos, como es el caso de *Plesiocypridopsis newtoni*, *Cyprideis torosa*, *Darwinula stevensoni* y *Ilyocypris sp.* Además, se observan variaciones en la relación C/N, debidas a una alternancia de aporte de materia orgánica de origen lacustre con pulsos de origen terrestre. En los sedimentos procedentes de este periodo se identificaron dos muestras con presencia de yeso, que coinciden con un pico de Sr/Al alrededor de 8800 años calibrados antes del presente (**Figura 14**). La relación Sr/Al es un parámetro que se puede utilizar como indicador de la presencia de yeso, ya que el  $\text{Sr}^{++}$  sustituye fácilmente al  $\text{Ca}^{++}$  en la estructura del mineral (Santisteban *et al.*, 2016). No obstante, se debe utilizar con precaución, ya que otros minerales con calcio en su composición, como es el caso de la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y especialmente del aragonito ( $\text{CaCO}_3$ ), pueden presentar concentraciones elevadas de  $\text{Sr}^{++}$ .



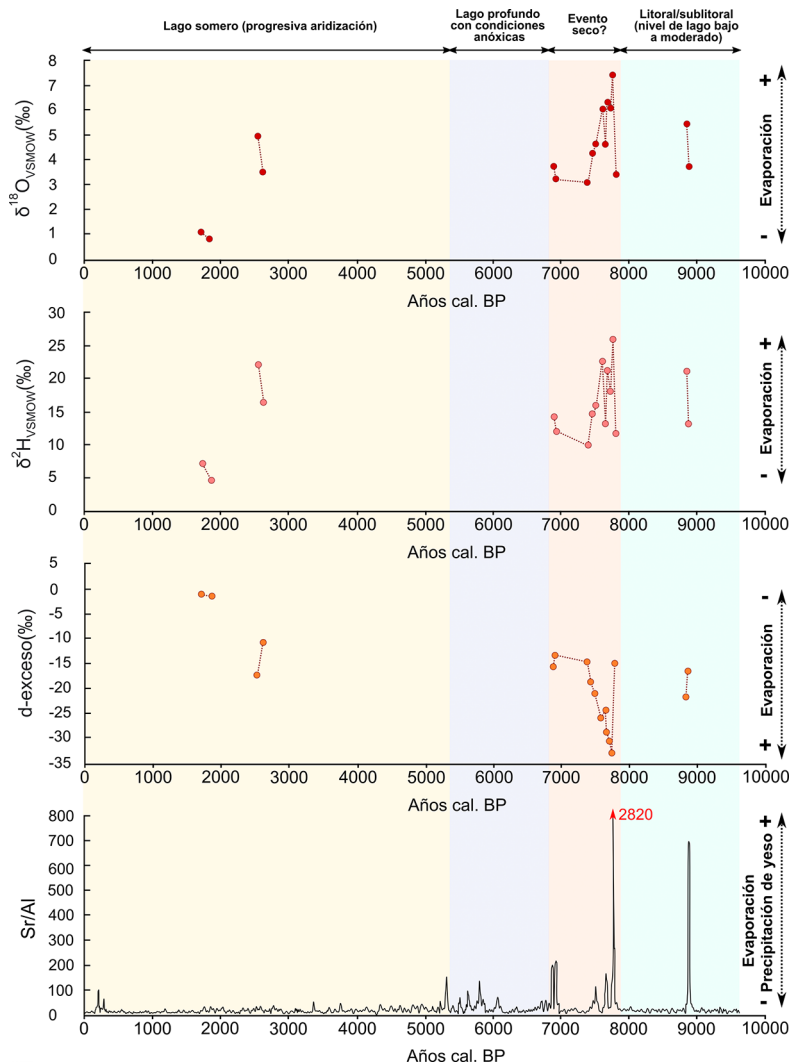
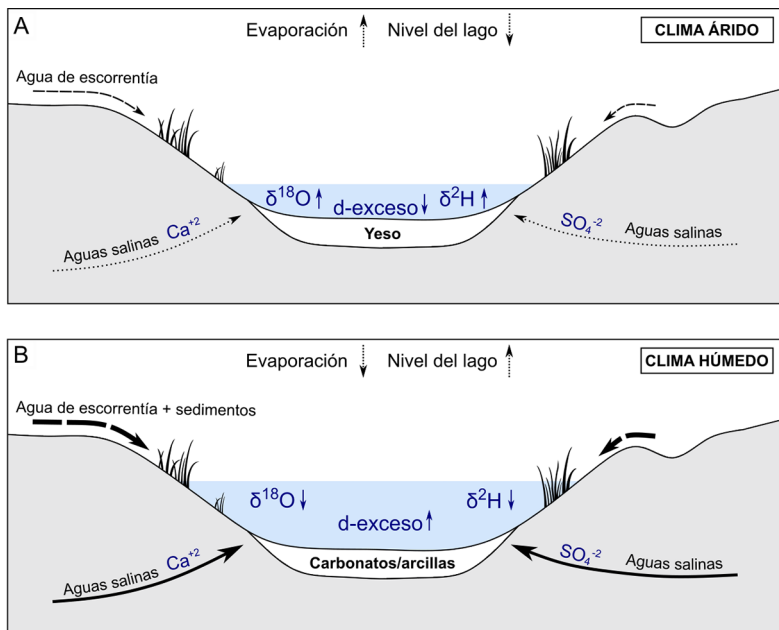


Figura 14. Registro de la composición isotópica del agua de hidratación del yeso ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y d-exceso) y de Sr/AI (Profesor Klaus Reichert, comunicación personal, 2021) de las muestras analizadas de Laguna de Medina para los últimos ~9500 años.

Adicionalmente, Schröder *et al.* (2018) observaron que alrededor de 8800 años calibrados antes del presente se produjo una disminución en los aportes de componentes terrígenos al lago, lo cual indicaría un descenso del nivel del agua (Martín-Puertas *et al.*, 2011), y valores relativamente altos de algunos taxa de polen xerófilos y xerotermófilos. Todos estos indicadores sugieren que el clima en el entorno de Laguna de Medina hace ~8800 años era seco y probablemente cálido (Schröder *et al.*, 2018), lo que concuerda con estudios paleoclimáticos previos del sur de la península Ibérica (Pantaleón-Cano *et al.*, 2003; Fletcher *et al.*, 2007; Schneider *et al.*, 2016). La presencia de yeso con edades de 8877 y 8844 años calibrados antes del presente con una composición isotópica relativamente elevada ( $\delta^{18}\text{O} = 3,7$  y  $5,4\text{‰}$ ;  $\delta^2\text{H} = 13,2$  y  $21,3\text{‰}$ ) y bajo d-exceso ( $-16,7$  y  $-21,8\text{‰}$ ) con respecto al agua de recarga, indica que el agua del paleo-lago estaba considerablemente evaporada durante este periodo (**Figura 15A**). Sin embargo, los valores son más negativos que los del agua del lago actual en verano (**Figura 13**), sugiriendo que ésta presenta un mayor grado de evaporación. A pesar de ello, y contrariamente a lo que cabría esperar, en la actualidad no se produce precipitación de yeso en el lago. Una posible hipótesis para este fenómeno podría ser que el agua no esté saturada en sulfato cálcico durante gran parte del año. Otra explicación, sin embargo, podría estar relacionada con una estratificación del lago de acuerdo con su salinidad. Se podría hipotetizar la existencia de una capa más profunda, con mayor salinidad, densidad y condiciones reductoras, que podrían provocar la ausencia de mezcla de las aguas. Dichas condiciones podrían entonces favorecer la reducción de los iones  $\text{SO}_4^{-2}$  presentes.

El periodo comprendido entre los ~7800 y ~5500 años calibrados antes del presente, en general, estuvo caracterizado por un clima húmedo con un alto nivel del lago y condiciones anóxicas en el fondo (Schröder *et al.*, 2018). Estos autores basan su interpretación en la presencia de sedimentos finamente laminados con importante influencia de componentes terrígenos, evidenciada por los elevados contenidos de Ti y un pico de susceptibilidad magnética. Este aumento de materiales detríticos alóctonos se habría producido por la erosión hídrica causada por las precipitaciones, tal y como se ha observado en otros lagos (Morellón *et*

*al.*, 2009). Además, durante este periodo se han detectado valores elevados de carbono orgánico total y nódulos diagenéticos con un 80-90% de azufre nativo, lo cual sugiere la presencia de condiciones anóxicas en el fondo (Ziegenbalg *et al.*, 2010). Por otro lado, a partir de la predominancia de las especies de ostrácodos mesohalofílicas como *Plesiocypridopsis newtoni* y polihalofílicas como *Cyprideis torosa*, junto con foraminíferos como *Ammonia beccarii*, pueden inferirse condiciones de salinidad relativamente elevadas (Schröder *et al.*, 2018), incluso cuando el nivel del lago era alto. El aumento de la salinidad de Laguna de Medina se encuentra directamente relacionado con los procesos de erosión y transporte de sales por parte de las aguas de escorrentía, que disuelven las rocas evaporíticas triásicas (halita y yeso) de su entorno. De esta manera, el aumento de salinidad de este lago no estaría ligado exclusivamente a periodos secos, sino también a periodos húmedos (**Figura 15B**) en los que se produciría removilización de sales con mayor eficiencia (Reed *et al.*, 2001).



**Figura 15.** Comportamiento del nivel del lago, composición isotópica del agua y mineralogía de los sedimentos frente a condiciones climáticas diferentes en Laguna de Medina. En un clima árido se produce el aumento de la relación evaporación/recarga (ésta última por precipitaciones o aguas de escorrentía), dando lugar a una somerización del nivel de lago y a aguas con una composición isotópica con valores elevados de  $\delta^{18}O$  y  $\delta^2H$  y bajos de d-exceso, a partir de las cuales precipita yeso. Durante períodos húmedos, en cambio, la relación evaporación/recarga disminuye, provocando un aumento del nivel de lago y valores más bajos de  $\delta^{18}O$  y  $\delta^2H$  y más elevados de d-exceso en las aguas del lago, a partir de las cuales precipitan carbonatos.

A pesar de que el Holoceno temprano estuvo caracterizado por un clima relativamente húmedo y cálido, dentro de este período ocurrió un evento climático seco de magnitud global conocido como el evento 8,2 ka (Bond *et al.*, 1997; Bond, 2001; Mayewski *et al.*, 2004; Alley & Agústsdóttir, 2005), y que en los sedimentos de Laguna de Medina aparecería en torno a ~7700 años calibrados antes del presente (ver sección 6.1.2.). La principal evidencia de las condiciones secas ocurridas durante este período es la presencia de cantidades relevantes de yeso en los sedimentos del lago, cuya precipitación se extendió desde 7800 hasta 7400 años calibrados antes de presente. La composición isotópica

del agua del lago durante este periodo, reconstruida a partir del agua de hidratación del yeso (**Figura 13**), evidencia un aumento gradual de las condiciones de aridez en el entorno del lago, que tuvieron su máximo hace 7700 años calibrados antes del presente. Durante el pico de aridez los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del lago llegaron a ser los más elevados del registro (7,4‰ y 26,1‰, respectivamente) y los valores de d-exceso los más bajos observados (-33‰). Este máximo de condiciones secas coincide con el valor más elevado de la relación Sr/Al de todo el registro de Laguna de Medina, sugiriendo una mayor presencia de yeso y condiciones relativamente áridas (**Figura 14**). Desde 7700 hasta 7400 años calibrados antes del presente, el nivel de aridez fue disminuyendo progresivamente y las condiciones se hicieron más húmedas, como sugiere el descenso gradual de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del paleo-lago durante este periodo (**Figura 14**). Además, se observa un aumento gradual de los valores de d-exceso del agua del lago, indicativo también de aguas cada vez menos evaporadas.

A partir de ~5500 años calibrados antes del presente el clima del Holoceno medio-superior habría comenzado a aridificarse progresivamente (Carrión *et al.*, 2003; Morellón *et al.*, 2009), provocando que las aguas del lago fueran más someras y salobres. A causa de su elevada salinidad, es probable que el lago tuviera carácter meromíctico, es decir, que sus aguas superficiales y profundas no se mezclaran durante el ciclo anual debido a la estratificación por diferencias de densidad debido a las sales disueltas. Esto dio lugar a la aparición de condiciones anóxicas en el fondo, como sugiere la abundante presencia de nódulos de azufre nativo durante este periodo (Ziegenbalg *et al.*, 2010). Las condiciones anóxicas probablemente redujeron la concentración de sulfato en el agua de fondo del lago y, por consiguiente, la posibilidad de que precipitara yeso en esta etapa a pesar de que el clima fuera cada vez más seco, como indica el menor aporte de materiales terrígenos (Schröder *et al.*, 2018). Desde el punto de vista palinológico, la presencia de arbustos xerotermófilos como *Olea europaea* y *Phillyrea* indicaría un clima templado cálido, mientras que el aumento de formaciones de *Tamarix spp.* estaría relacionado con una disminución generalizada en las precipitaciones (Schröder *et al.*, 2018).

Entre los ~3100 y ~2500 años calibrados antes del presente las condiciones se habrían vuelto aún más áridas y frías, evidenciadas en los sedimentos de Laguna de Medina por una transición hacia facies más litorales y un cambio en la palinología con predominancia de taxa xerófilos y xerofíticos como *Cichorioideae* (Schröder *et al.*, 2018). En esta fase precipitó yeso durante un breve periodo en torno a 2600-2500 años calibrados antes del presente, con composiciones isotópicas relativamente similares a la media de las obtenidas en el período seco anterior. Esta etapa es contemporánea con el final de la Edad de Bronce, que se corresponde con el Subboreal, estadio durante el cual se produjo un paulatino incremento de la aridez, que habría condicionado a los pueblos que habitaban la península Ibérica en ese momento a establecerse en las cercanías de cursos fluviales y humedales (López Sáez & Blanco González, 2005).

Posteriormente, durante un periodo de ~700 años no hay evidencias de la precipitación de yeso, volviendo a precipitar en torno a 1800-1700 años calibrados antes del presente, pero con valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  notablemente inferiores, pudiendo tratarse de un proceso de evaporación menos intenso que en la fase anterior. Una posible explicación para dicho fenómeno podría estar relacionada con el hecho de que el intervalo de no precipitación de yeso coincide aproximadamente en el tiempo con el Período Húmedo Ibérico Romano (2600-1600 años calibrados antes del presente), la fase más húmeda de los últimos cuatro milenios en el sur de la península Ibérica, tras el cual las condiciones ambientales se hicieron progresivamente más áridas (Martín-Puertas *et al.*, 2008).

### 6.1.2. El evento 8,2 ka en Laguna de Medina

Dentro el Holoceno temprano se reconoce un período comprendido entre 8200-7800 años calibrados antes del presente que resultó especialmente frío y árido para la mayor parte del hemisferio norte, conocido como evento 8,2 ka. Su origen estuvo relacionado con el proceso de deshielo de los casquetes polares de dicho hemisferio, que habría provocado el rápido enfriamiento de las aguas del Atlántico Norte y alterado sus condiciones de circulación (Bond *et al.*, 1997; Bond, 2001; Mayewski *et al.*, 2004;

Alley & Agústsdóttir, 2005). De hecho, se trataría del período más frío del Holoceno en el Atlántico Norte (Wiersma & Renssen, 2006). Fue definido inicialmente a partir de una disminución en la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de hielos de Groenlandia (López Sáez *et al.*, 2008; **Figura 16**). El  $\delta^{18}\text{O}$  en núcleos de hielo es un buen indicador de paleotemperaturas, siendo más negativos sus valores durante periodos fríos. El evento 8,2 ka tuvo magnitud global y ha sido documentado también a partir de otros registros sedimentarios en diversas partes del mundo, incluyendo el Atlántico Norte y Europa occidental (Alley *et al.*, 1997; Klitgaard-Kristensen *et al.*, 1998; von Grafenstein *et al.*, 1998; MacDermott *et al.*, 2001; Magny *et al.*, 2003; Heiri *et al.*, 2004; Muscheler *et al.*, 2004), Norteamérica (Kurek *et al.*, 2002), Asia occidental y África del Norte (Gasse & Van Campo 1994) y en la región tropical atlántica (Hughen *et al.*, 1996). Si bien en general las temperaturas se tornaron más frías, en Europa occidental ciertas anomalías en el régimen de precipitaciones determinaron que las condiciones de humedad variaran desde húmedas a secas dependiendo la región (López Sáez *et al.*, 2008), siendo la zona mediterránea un ejemplo de estas últimas.

Este evento resulta además particularmente importante desde el punto de vista arqueológico, debido a que constituye un ejemplo de contemporaneidad cronológica entre cambios climáticos y culturales. Desde este punto de vista, se corresponde temporalmente con numerosos hiatos cronológicos y culturales en varios yacimientos a lo largo de toda la costa mediterránea. Esto ha conllevado a dificultades a la hora de determinar la transición Mesolítico-Neolítico en Europa occidental (Manen & Sabatier, 2003). El desplazamiento forzado de los grupos de cazadores-recolectores hacia zonas con menores limitaciones en los recursos hídricos debido al gran incremento de la aridez podría constituir una posible explicación (González-Sampériz *et al.*, 2009).

Como se mencionó previamente, en Laguna de Medina el evento 8,2 ka estaría representado por un aumento en la tasa de precipitación de yeso y los elevados valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del agua del paleo-lago en el periodo comprendido entre 7800 y 7400 años calibrados antes de presente, determinando condiciones climáticas secas con un máximo de aridez hacia los 7700 años calibrados antes del presente (**Figura 16**). En otras áreas de

la península Ibérica, la zona mediterránea oriental y occidental y Europa central, la utilización de técnicas paleopalinológicas e isotópicas en sedimentos de lagos (Riera, 1993; Pantaleón *et al.*, 1996; Carrión & van Geel, 1999; Carrión *et al.*, 2001a, Carrión *et al.*, 2001b; Carrión, 2002; Pantaleón *et al.*, 2003; Davis & Stevenson, 2007; Zielhofer *et al.*, 2017), espeleotemas (Affolter *et al.*, 2019; Benson *et al.*, 2021), y yacimientos arqueológicos (López García, 1982; López Sáez *et al.*, 2006, 2007), también ha permitido identificar este fenómeno climático hiperárido, sobre todo en secuencias de alta resolución temporal (**Figura 16**).

Algunos ejemplos de estos registros paleoclimáticos son los de los lagos endorreicos Nar (Capadocia, Turquía; Dean *et al.*, 2015) y Sidi Ali (Atlas Medio, Marruecos; Zielhofer *et al.*, 2017), donde el evento 8,2 ka ha sido interpretado a partir de excursiones positivas en el registro de isótopos de oxígeno de minerales carbonáticos y conchas de ostrácodos, respectivamente (**Figura 16**). De acuerdo con estos autores, el aumento de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se correspondería con un periodo árido de bajo nivel del lago que a su vez coincidiría con un episodio frío. Por otra parte, el evento 8,2 ka también ha sido identificado a partir de un pico negativo de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en una sección del núcleo de hielo extraído en Groenlandia por el *Greenland Ice Sheet Project II* (Grootes *et al.*, 1993) (**Figura 16**). En este caso, la disminución en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  se asocia con menores temperaturas.

Los espeleotemas constituyen otra fuente de información sobre el clima del pasado, que en ocasiones permite detectar fenómenos acotados en el tiempo debido a su alta resolución temporal. Las excursiones negativas de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  presentadas por los espeleotemas de la Cueva de la Garma (Cantabria, España; Baldini *et al.*, 2019) y Galeria das Lâminas (Torres Novas, Portugal; Benson *et al.*, 2021) han sido interpretadas como períodos de bajas temperaturas, y por lo tanto se han asociado al evento 8,2 ka (**Figura 16**). Otra forma de estudiar los espeleotemas es a través del registro isotópico de sus inclusiones fluidas. Affolter *et al.* (2019) realizaron una reconstrucción de la paleotemperatura de los últimos 14 000 años a partir del análisis de los isótopos del hidrógeno de dos estalagmitas de la Cueva Milandre, Suiza (MC-FIT en la **Figura 16**). En este registro se puede obser-

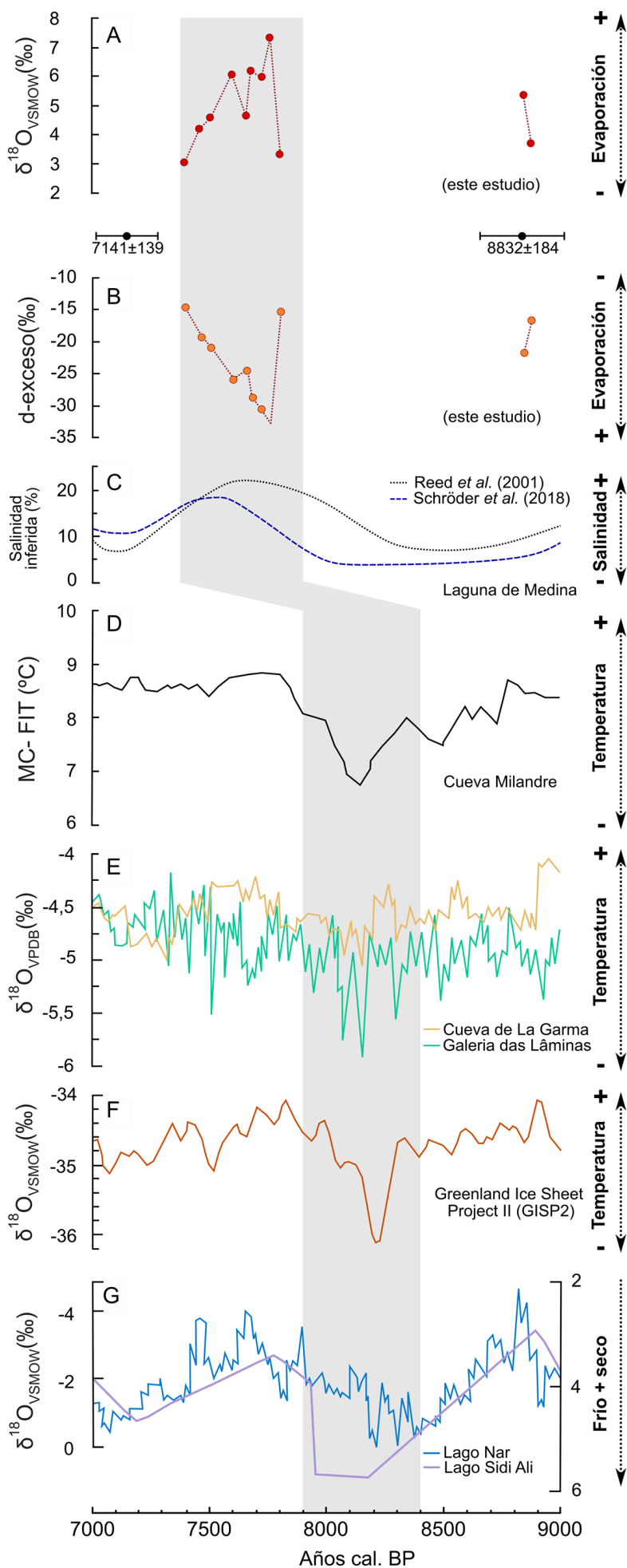


var como durante el periodo correspondiente al evento 8,2 ka las temperaturas disminuyeron de forma considerable.

Tal y como se observa en la **Figura 16**, existe desfase temporal de aproximadamente 500 años en la cronología del evento 8,2 ka en Laguna de Medina con respecto a otros registros paleoclimáticos. El origen de esta incongruencia podría residir en el proceso de datación de las muestras. Las únicas edades fiables obtenidas por  $^{14}\text{C}$  en las cercanías del evento 8,2 corresponden a  $7141\pm 139$  y  $8832\pm 184$  años calibrados antes del presente, mientras que en el periodo intermedio se han datado dos muestras que debieron ser rechazadas a causa de sus resultados erróneos (Schröder *et al.*, 2018). Por lo tanto, en este sector del registro sedimentario de Laguna de Medina la cronología es especialmente complicada.

Por otra parte, en estudios previos, Reed *et al.* (2001) interpretaron la existencia de un evento de desecación de elevada salinidad y bajo nivel del lago hacia 7985 años calibrados antes del presente, basándose en picos de abundancia de *Hydrobia sp.* y polen de la familia de las *Chenopodiaceae*. Dichos autores, además, correlacionaron este episodio con una fase de inestabilidad registrada en lagos tropicales africanos hacia los 8500-7800 años calibrados antes del presente, la cual se ha relacionado con las fluctuaciones climáticas propias del evento 8,2 ka.

De acuerdo con lo anterior, la edad de 7985 años calibrados antes del presente resulta más apropiada para situar cronológicamente el pico de aridez del evento 8,2 ka en Laguna de Medina, que además coincide con otros registros de este episodio seco (**Figura 16**). El establecimiento de esta edad implicaría la disminución del desfase temporal con el pico de aridez calculado en el presente trabajo a partir del agua de hidratación del yeso (7700 años calibrados antes del presente). En cualquier caso, resulta necesario perfeccionar la cronología del registro sedimentario de Laguna de Medina, aumentando el número de dataciones con  $^{14}\text{C}$  en esta sección del testigo, para de esta manera poder datar de forma más precisa el evento de desecación 8,2 ka.



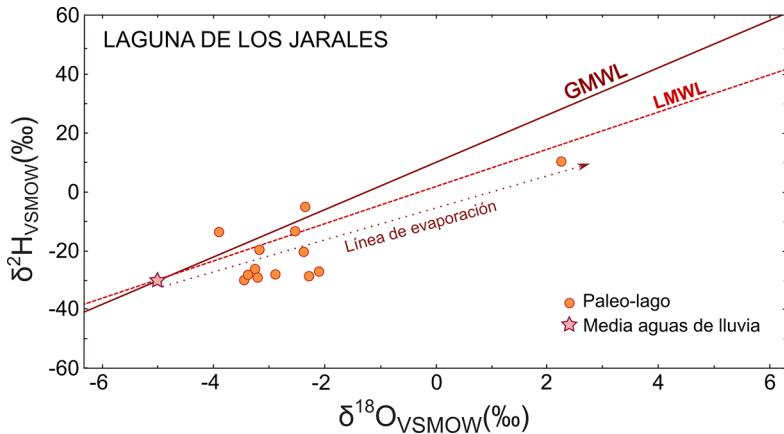
**Figura 16.** Correlación del evento 8,2 ka (sombra gris). (A y B) Registro de isótopos estables del agua de Laguna de Medina (este estudio) con edades  $^{14}\text{C}$  (Schröder *et al.*, 2018). (C) Reconstrucción de la salinidad de Laguna de Medina a partir de microfósiles (Reed *et al.*, 2001; Schröder *et al.*, 2018). (D) Reconstrucción de la paleotemperatura a partir de isótopos del hidrógeno de espeleotemas de Cueva Milandre, Suiza (Affolder *et al.*, 2019). (E) Registro de isótopos estables del oxígeno de espeleotemas de Cueva de la Garma, España (Baldini *et al.*, 2019) y Galeria das Láminas, Portugal (Benson *et al.*, 2021). (F) Registro de isótopos estables del oxígeno del núcleo de hielo extraído en Groenlandia por el *Greenland Ice Sheet Project II* (Grootes *et al.*, 1993) y (G) Registro de isótopos estables del oxígeno en minerales carbonáticos del Lago Nar, Turquía (Dean *et al.*, 2015) y conchas de ostrácodos del Lago Sidi Ali, Marruecos (Zielhofer *et al.*, 2017).

## 6.2. LAGUNA DE LOS JARALES

A diferencia de lo observado en Laguna de Medina, los resultados de isótopos estables en agua de hidratación de yeso de Laguna de los Jarales (**Figura 17**) no sugieren que las aguas del paleo-lago durante los últimos ~4500 años estuvieran evaporadas significativamente. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  y  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  no se alinean formando una recta, sino que conforman una nube de puntos que, en general, no se aleja considerablemente de la GMLW (línea meteórica del agua global) y la LMWL (línea meteórica del agua local).

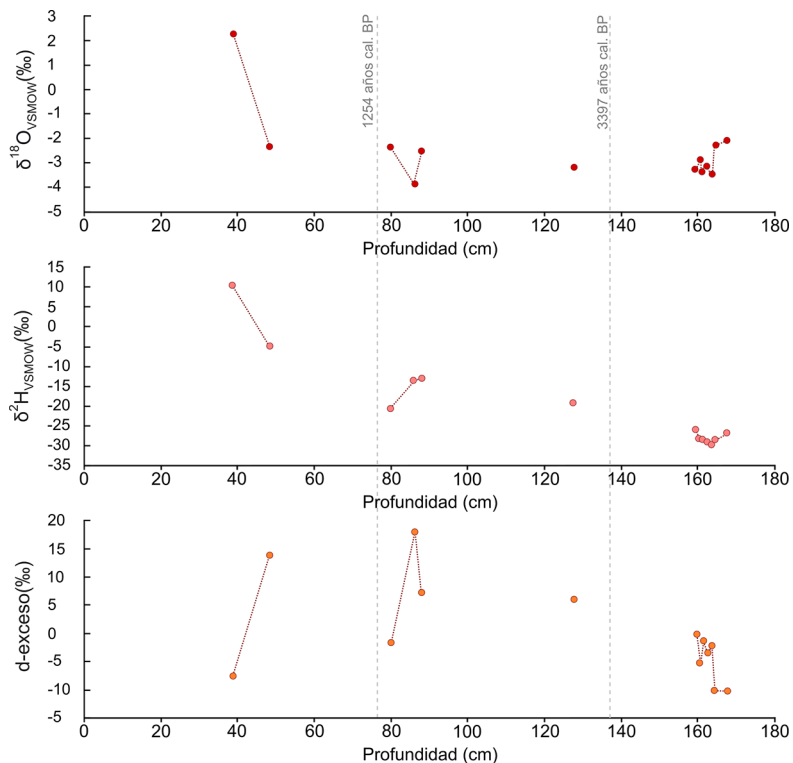
Se pueden generar varias hipótesis para explicar estos resultados. Por un lado, una posible explicación es que el agua de Laguna de los Jarales se encontrara saturada o cercana a la saturación en sulfato cálcico durante los últimos ~4500 años, de manera que el yeso podría haber llegado a precipitar sin necesidad de que el agua del lago hubiera estado sometida a un proceso de evaporación intensa. En este escenario, el origen de dichos iones podría estar relacionado con la disolución de las rocas evaporíticas triásicas del entorno del lago. Por otro lado, existe la posibilidad de que al menos parte del yeso encontrado en los sedimentos de la Laguna de los Jarales pudiera tener su origen en el aporte de fragmentos de yeso detrítico de las mismas rocas triásicas, las cuales habrían sido erosionadas, y dichos detritos incorporados directamente a los sedimentos del lago. Los yesos triásicos de la cuenca del Guadalquivir poseen unos valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{yeso}}$  y  $\delta^2\text{H}_{\text{yeso}}$  del agua de hidratación similares a los de yesos formados a partir de aguas dulces no evaporadas, lo cual sugiere que han sufrido procesos de re-precipitación en condiciones freáticas (i.e. acuífero) (González-Ramón *et al.*, 2021, en revisión). Un estudio pormenorizado de la morfología y las características de este yeso podría ayudar a identificar su origen.

Desafortunadamente, la comparación de los isótopos del paleo-lago con las aguas actuales de Laguna de los Jarales no ha sido posible. Esto se debe a que actualmente carece de lámina de agua durante gran parte del año. En consecuencia, no existen valores de isótopos estables del agua actual de esta laguna.



**Figura 17.** Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de las muestras de Laguna de los Jarales. Si bien los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  y  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  se distribuyen formando una nube de puntos, se ha agregado una hipotética línea de evaporación. Se plantean varias hipótesis para explicar los valores más negativos observados en comparación con los de otras lagunas (ver texto). También se indica la media ponderada de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las aguas de lluvia ( $\sim -5\text{‰}$  y  $-30\text{‰}$ , respectivamente).

Durante el período considerado, se observa una tendencia al aumento de los valores de  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  (**Figura 18**). Esto se aprecia especialmente en la muestra analizada de edad más reciente ( $\sim 644$  años calibrados antes del presente), cuyo valor es considerablemente más positivo que aquellos del resto del registro. Esta distribución en los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  y  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$  podría sugerir una tendencia gradual hacia condiciones de mayor aridez, tal y como se ha observado en otros lagos del sur de la península Ibérica durante el Holoceno medio-superior (Carrión *et al.*, 2003; Gázquez *et al.*, 2021).



**Figura 18.** Composición isotópica reconstruida a partir del agua de hidratación del yeso ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y d-exceso) de las muestras analizadas de Laguna de los Jarales. Se incluyen las dos edades determinadas mediante  $^{14}\text{C}$  de 3397 y 1254 años calibrados antes del presente (años cal. BP) para las profundidades de 136,8 y 76,4 cm, respectivamente (Hubbard, 2019).

En cualquier caso, será necesario llevar a cabo un estudio más exhaustivo que comprenda un mayor número de muestras de yeso de distintas profundidades lo largo del registro sedimentario de Laguna de los Jarales. De esta forma, se podrá llegar a comprender de una manera más precisa el origen del yeso de sus sedimentos y la composición isotópica derivada de su agua de hidratación.

### 6.3. OTRAS LAGUNAS

Al contrario de lo que ocurre en Laguna de Medina, en el resto de los lagos analizados se ha observado que, por lo general, las composiciones isotópicas del agua original reconstruidas a partir del yeso son o similares a sus aguas actuales o más elevadas, sugiriendo condiciones más áridas en el pasado que en la actualidad (**Figuras 19-22**). En cualquier caso, todas las muestras de los paleo-lagos se alinean en mayor o menor medida con sus aguas actuales, lo que sugiere que el yeso de sus sedimentos ha registrado en su estructura la señal isotópica original característica del momento de su formación, y que no se han producido intercambios con aguas más recientes (i.e. aguas de lluvia).

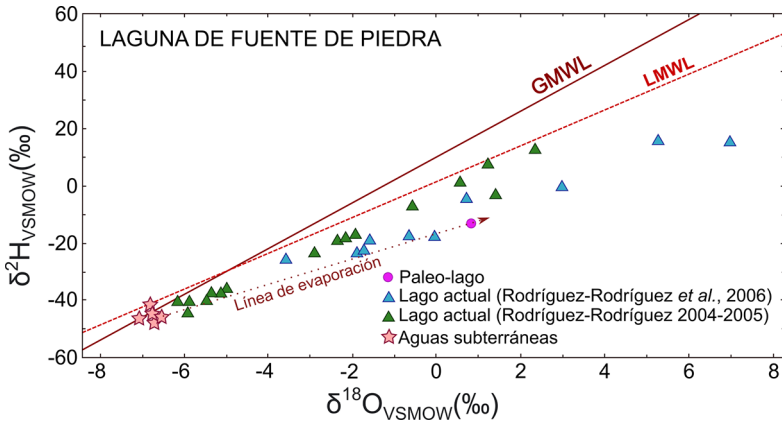
En cuanto a las aguas actuales de estos lagos, un aspecto relevante a considerar es el momento del año en el cual se han llevado a cabo las monitorizaciones y tomas de muestra para análisis. Los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  pueden variar significativamente entre estaciones del año, por lo cual tenerlo en cuenta permitirá realizar mejores interpretaciones de los registros sedimentarios de los lagos.

#### 6.3.1. Laguna de Fuente de Piedra

En el caso de Laguna de Fuente de Piedra, la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$ ) y el hidrógeno ( $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$ ) obtenida de la muestra analizada (**Figura 19**) se asemeja a la del lago actual. Sin embargo, la laguna en la actualidad está expuesta a condiciones de evaporación variables y presenta un amplio espectro de valores isotópicos, desde más positivos (mayor evaporación) hasta más negativos (menor evaporación) que la muestra del paleo-lago.

La edad del yeso analizado en este trabajo no ha sido determinada todavía. Sin embargo, teniendo en cuenta que fue tomada a ~2 metros de profundidad de la misma zona donde Hobig *et al.* (2016) extrajeron sus testigos de sedimento y basándose en la cronología desarrollada por estos autores, se estima que su edad es aproximadamente de 2000 años calibrados antes del presente. Por lo tanto, para esta edad, podría estimarse de forma general

que el grado de evaporación de Laguna de Fuente de Piedra podría haber sido similar al de sus aguas actuales.

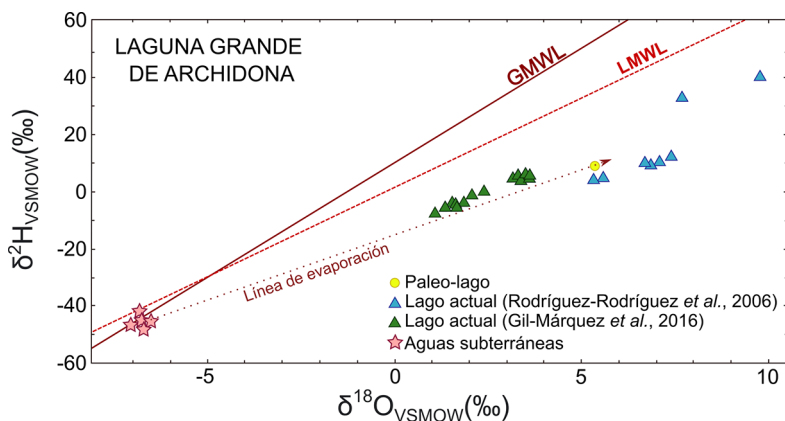


**Figura 19.** Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de la muestra de Laguna de Fuente de Piedra. A modo de comparación, se representa la composición isotópica del lago actual. Los triángulos celestes corresponden a muestras tomadas en primavera y otoño del período 1991-1994 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006), mientras que los triángulos verdes se corresponden con muestras de otoño e invierno de 2004-2005 (datos no publicados, Profesor Miguel Rodríguez-Rodríguez, comunicación personal).

### 6.3.2. Laguna Grande de Archidona

En base a la muestra obtenida de Laguna Grande de Archidona (**Figura 20**), se determinó que la composición isotópica de su agua original reconstruida a partir del agua de hidratación del yeso se ajusta a la línea de evaporación que forman los valores isotópicos de sus aguas actuales. La similitud entre los valores del yeso y de las aguas actuales es especialmente relevante si se consideran las muestras de agua tomadas en superficie el día 19 de abril de 1992 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006), que presentaron valores de  $\delta^{18}\text{O} = 5,3\text{‰}$  y de  $\delta^2\text{H} = 4,3\text{‰}$ . Estos valores son muy similares a los obtenidos para el agua original a partir de la que precipitó la muestra de yeso analizada en este estudio ( $\delta^{18}\text{O} = 5,2\text{‰}$  y  $\delta^2\text{H} = 8,8\text{‰}$ ). Como sucede en Laguna de Fuente de Piedra, existen muestras de agua actual que han sufrido distintos

grados de evaporación y que pueden diferir considerablemente de los valores isotópicos medios del paleo-lago (**Figura 20**).

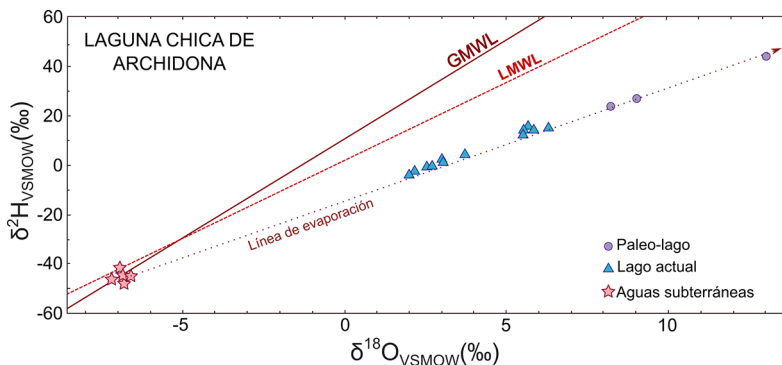


**Figura 20.** Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de la muestra de Laguna Grande de Archidona. A modo de comparación, se representan dos conjuntos de muestras de la composición isotópica del lago actual. Los triángulos celestes corresponden a muestras tomadas en primavera y otoño del período 1992-1994 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006), mientras que los triángulos verdes se corresponden con muestras de otoño e invierno de 2014-2016 (Gil-Márquez *et al.*, 2016).

### 6.3.3. Laguna Chica de Archidona

En Laguna Chica de Archidona, la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$ ) y el hidrógeno ( $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$ ) del paleo-lago obtenida a partir del agua de hidratación del yeso presenta valores más positivos que sus aguas actuales (**Figura 21**). Esto sugiere que, en el momento de precipitación del yeso, el agua del paleo-lago se encontraba considerablemente más evaporada que el agua del lago actual (o al menos que el agua del periodo en el que se tomaron las muestras de superficie, entre 2014 y 2016; Gil-Márquez *et al.*, 2016). La edad de las muestras es desconocida, aunque dado que se encuentran cercanas a la orilla podrían ser relativamente recientes.





**Figura 21.** Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de las muestras de Laguna Chica de Archidona. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  tanto del paleo-lago como de las aguas actuales se alinean a lo largo de una línea de evaporación que corta a la GMWL (línea meteórica del agua global) en los valores de la media ponderada de las aguas de lluvia en esta región ( $\sim -6,7\text{‰}$  y  $-45,7\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , respectivamente). A modo de comparación, se representa la composición isotópica del lago actual en base a muestras tomadas en otoño e invierno de 2014-2016 (Gil-Márquez *et al.*, 2016).

#### 6.3.4. Laguna Dulce de Zorrilla

En el caso de Laguna Dulce de Zorrilla, la muestra analizada ha generado valores isotópicos del paleo-lago muy similares a los obtenidos para Laguna de Medina ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}} = 4,2\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}} = 13,1\text{‰}$ ; **Figura 12**). Esta característica, sumada al hecho de que se encuentra situada a pocos kilómetros de distancia de dicha laguna dentro de la provincia de Cádiz, sugiere que aquí el yeso también se habría formado a partir de agua evaporada y que la muestra ocuparía una posición similar a las muestras de Laguna de Medina en la línea de evaporación regional. Por otra parte, no es posible establecer comparaciones con el agua actual de Laguna Dulce de Zorrilla debido a que no se cuenta con datos isotópicos de aguas evaporadas.

Al tratarse de un lago en el que actualmente precipita yeso y del que no se dispone información isotópica de sus aguas actuales, resulta necesario un estudio en profundidad. De esta manera, la realización de sondeos y análisis de sus sedimentos podrá permitir llevar a cabo una reconstrucción más apropiada de sus condiciones climáticas del pasado.

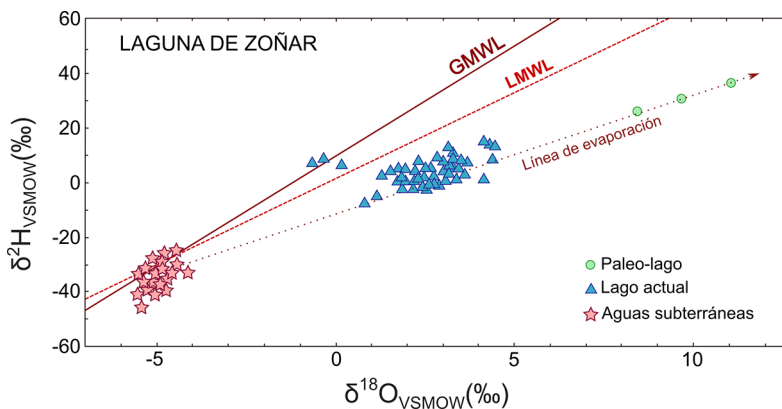
### 6.3.5. Laguna de Zoñar

Al igual que lo observado en Laguna Chica de Archidona, la composición isotópica del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$ ) y el hidrógeno ( $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$ ) del paleo-lago presenta valores considerablemente más positivos que sus aguas actuales, lo que indica una evaporación mucho más intensa para el periodo al cual pertenecen las muestras. En base a esto, y teniendo en cuenta que actualmente Laguna de Zoñar constituye un cuerpo de agua permanente con una profundidad de 14-15 m, podría suponerse que el comportamiento del lago ha variado en el tiempo de forma significativa. Hacia 2122-1896 años calibrados antes del presente (edad de las muestras; Martín-Puertas *et al.*, 2009) el lago se encontraba considerablemente más evaporado que en la actualidad, lo que podría indicar que se trataba de un lago efímero, similar a la mayoría de las lagunas de la depresión del Guadalquivir.

Desde el punto de vista cronológico las muestras analizadas de Laguna de Zoñar se enmarcan en el Período Húmedo Romano, el episodio más húmedo de los últimos 4000 años en la Cuenca del Guadalquivir, que tuvo lugar entre los 2600 y 1600 años calibrados antes del presente (Martín-Puertas *et al.*, 2008). A pesar de ello, hacia los 2140 años calibrados antes del presente en el entorno del lago comenzaron a predominar condiciones de balance hídrico negativo evidenciadas por la precipitación del yeso y el incremento en *Chenopodiaceae*, que persistieron hasta los 1800 años calibrados antes del presente (Martín-Puertas *et al.*, 2008). Esta etapa, además, se pudo correlacionar con la abrupta disminución de episodios de inundación en ríos españoles entre 2350 y 2000 años calibrados antes del presente (Macklin *et al.*, 2006) y con pronunciados descensos del nivel de lagos en África (Lamb *et al.*, 1999). Sin embargo, otros estudios recientes sugieren que en el sur de la península Ibérica predominaron condiciones húmedas durante el Período Húmedo Romano (Gázquez *et al.*, 2020).

Si bien varios autores consideran que las causas de este episodio árido intercalado en el Período Húmedo Romano responden a factores principalmente climáticos (e.g. Magny *et al.*, 2007), otros no descartan la influencia de la intensa actividad humana propia de la época Romana, especialmente la gran demanda de agua (Giraudi, 1998). En el caso de Zoñar, las causas climáticas

podrían haberse visto potenciadas por el incremento de las presiones humanas producidas por el establecimiento de la provincia Bética en este periodo (Martín-Puertas *et al.*, 2009).



**Figura 22.** Composición isotópica del agua original (paleo-lago) obtenida a partir de las muestras de Laguna de Zoñar. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  tanto se alinean a lo largo de una línea de evaporación que corta a la GMWL (línea meteórica del agua global) en valores de la media ponderada de las aguas de lluvia ( $\sim -5\text{‰}$  y  $-30\text{‰}$  para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , respectivamente). A modo de comparación, se representa la composición isotópica del lago actual en base a muestras tomadas en el periodo 1997-1999 (Dr. Celia Martín-Puertas, comunicación personal, 2021).



## CONCLUSIONES

Los resultados expuestos en este trabajo ponen de manifiesto el potencial de los isótopos estables en agua de hidratación del yeso en lagos andaluces para estudiar las condiciones climáticas y la historia ambiental del Holoceno en la península Ibérica. En el caso de Laguna de Medina, la aplicación de esta técnica ha permitido detectar la presencia de periodos con distinto grado de aridez durante los últimos 9500 años, además de establecer comparaciones con otros estudios previos (Reed *et al.*, 2001; Schröder *et al.*, 2018). Asimismo, por primera vez se ha podido determinar de forma cuantitativa la composición isotópica de este lago en el pasado y generar un registro de aridez en su entorno durante el Holoceno. Cabe destacar el periodo de gran evaporación registrado por los sedimentos de la laguna en torno a 7700 años calibrados antes del presente, el cual parece estar relacionado con el evento climático 8,2 ka. Pese a que el resultado final de los análisis es satisfactorio, se ha podido comprobar que esta técnica analítica no se encuentra exenta de complicaciones (e.g presencia de azufre diagenético, compuestos orgánicos, etc.) que pueden dificultar la obtención de resultados fiables. Por lo tanto, resulta fundamental aplicar conocimientos y capacidad crítica a la hora de interpretar los resultados, para de esta manera evitar llegar a conclusiones erróneas.

Adicionalmente, a partir de lo expuesto a lo largo del trabajo, se destaca la necesidad de mejorar la cronología del registro sedimentario Laguna de Medina, especialmente para el periodo de precipitación de yeso con elevados valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{lago}}$  y  $\delta^2\text{H}_{\text{lago}}$ , interpretado tentativamente como el evento de aridez 8,2 ka. Esto permitirá poder situar temporalmente dicho evento de forma más precisa y poder correlacionarlo adecuadamente con

evidencias de otras áreas de la zona mediterránea oriental y occidental y el resto de Europa.

La comparación de la composición isotópica del agua de hidratación del yeso de los lagos analizados con sus aguas actuales pone de manifiesto las diferentes condiciones de evaporación a lo largo de su evolución. Sin embargo, en cada uno de ellos se dispone de varias hipótesis para explicar lo observado o bien la información disponible hasta el momento resulta insuficiente. Un mayor número de muestras con sus respectivas dataciones sumado a una monitorización de las características químicas, que deberá incluir índices de saturación, podrá permitir interpretar de forma correcta la evolución del funcionamiento hidrológico de cada una de las lagunas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Affolter, S., Hauselmann, A., Fleitmann, D., Edwards, R.L., Cheng, H. & Leuenberger, M. (2019). Central Europe temperature constrained by speleothem fluid inclusion water isotopes over the past 14,000 years. *Science Advances*, 5, eaav3809.
- Álvarez-Cobelas, M., Rojo, C. & Angeler, D.G. (2005). Mediterranean limnology: Current status, gaps and the future. *Journal of Limnology*. 64, 13-29.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. & Clark, P.U. (1997). Holocene climate instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Alley, R.B. & Agústsdóttir, A.M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1149.
- Anderson, R.S., Jiménez-Moreno, G., Carrión, J.S. & Pérez-Martínez, C. (2011). Postglacial history of alpine vegetation, fire, and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 30, 1615-1629.
- Baertschi P. (1953). Über die relativen Unterschiede in H2180 Gehalt natürlicher Wässer. *Helvetica Chimia Acta*, 36, 1352-1369 (en alemán).
- Baldini, L.M., Baldini, J.U.L., McDermott, F., Arias, P., Cueto, M., Fairchild, I.J., Hoffman, D.L., Matthey, D.P., Müller, W., Nita, D. C., Ontañón, R., Gracia-Moncó, C. & Richards, D.A. (2019). North Iberian temperature and rainfall seasonality over the Younger Dryas and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 226: 105998.
- Benson, A., Hoffmann, D. L., Daura, J., Sanz, M., Rodrigues, F., Souto, P. & Zilhão, J. (2021). A speleothem record from Portugal reveals phases of increased winter precipitation

- in western Iberia during the Holocene. *The Holocene*.
- Birks, H.H. & Birks, H.J.B. (2014). To what extent did changes in July temperature influence Late glacial vegetation patterns in NW Europe? *Quaternary Science Reviews*, 106, 262-277.
- Bolle, H.J. (2003). *Mediterranean Climate. Variability and Trends*. (H.J. Bolle, Ed.). Springer.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, (80-) 278, 1257-1266.
- Bond, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* (80-) 294, 2130-2136.
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F. J. & Grimalt, J. O. (2006). Glacial rapid variability in deep-water temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 25, 3294-3311.
- Calaforra J.M. & Pulido-Bosch, A. (1999). Gypsum karst features as evidence of diapiric processes in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geomorphology*, 29:251-264.
- Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Toney, J.L., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F., Kaufman, D., Bright, J. & Webster, C. (2018). Orbital-scale environmental and climatic changes recorded in a new ~ 200,000- year-long multiproxy sedimentary record from Padul, southern Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 198, 91-114.
- Camuera, J., Jiménez-Moreno, G., Ramos-Román, M.J., García-Alix, A., Jiménez Espejo, F., Toney, J.L. & Anderson, R.S. (2021). Chronological control and centennial-scale climatic subdivisions of the Last Glacial Termination in the western Mediterranean region. *Quaternary Science Reviews*, 255, 106814.
- Carrión, J.S. (2002). Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2047-66
- Carrión, J.S. & van Geel, B. (1999). Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest



- succession. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106, 209-236.
- Carrión, J.S., Andrade, A., Bennett, K.D., Navarro, C. & Munuera, M. (2001a). Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *The Holocene*, 11 (6), 635-653.
- Carrión, J.S., Munuera, M., Dupré, M. & Andrade, A. (2001b). Abrupt vegetation changes in the Segura Mountains of southern Spain throughout the Holocene. *Journal of Ecology*, 89, 783-797.
- Carrión, J.S., Sanchez-Gómez, P., Mota, J.F., Yll, R. & Chaín, C. (2003). Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gador, southern Spain. *The Holocene* 13, 839-849.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J. A., Fierro, E. & Burjachs, F. (2010). Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 458-475.
- Clark, I. D. & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-03.
- Cressey, G. (2005). *MINERALS | Sulphates*. Encyclopedia of Geology, 572-573.
- Criss, R.E. (1999). *Principles of Stable Isotope Distribution*, Oxford University Press, Oxford, Reino Unido.
- Davis, B. S. A., Juggins, S., Stevenson, A. C., Boomer, I. & Davies, F. (2000). Biological, chemical and hydrological classification of modern Spanish lakes based on a multi-proxy dataset: a tool for quantitative reconstruction. Environmental changes during the Holocene, *INQ-VA-Meeting, Commission on the Holocene*, 27-31 de Marzo, 2000, Sevilla (España).
- de Vicente, I., López, R., Pozo, I. & Green, A. J. (2012). Nutrient and sediment dynamics in a Mediterranean shallow lake in southwest Spain. *Limnetica*, 31(2), 231-250.
- Davis, B.A.S. & Stevenson, A.C. (2007). The 8.2 ka event and Early-Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews* 26, 1695-1712.

- Dean, J.R., Jones, M.D., Leng, M.J., Noble, S.R., Metcalfe, S.E., Sloane, H.J., Sahy, D., Eastwood, W.J. & Roberts, C.N. (2015). Eastern Mediterranean hydroclimate over the late glacial and Holocene, reconstructed from the sediments of Nar lake, central Turkey, using stable isotopes and carbonate mineralogy. *Quaternary Science Reviews*, 124, 162-174.
- De Vries, J.J. (2000). *Environmental Isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications*. Volume I: Introduction. Mook, W.G. (Ed). IAEA-UNESCO.
- Díaz del Olmo, F. & Recio Espejo, J.M. (1991). Lagunas y áreas lacustres continentales de Andalucía occidental. *Cuadernos I. Geografía I*, 17 (1-2): 25-36.
- Dixit, Y., Hodell, D. A., Giesche, A., Tandon, S. K., Gázquez, F., Saini, H. S., Skinner, L. C., Mujtaba, S. A.I., Pawar, V., Singh, R. N., & Petrie, C. A. (2018). Intensified summer monsoon and the urbanization of Indus Civilization in northwest India. *Scientific reports*, 8(1), 1-8.
- Durán, J.J., García de Domingo, A., López Geta, J.A., Robledo, P. & Soria, J.M. (2002). Humedales del litoral mediterráneo español: modelos geológicos e hidrogeológicos (Wetlands of Spanish Mediterranean Coast: Geological and Hydrogeological Models). IGME, Madrid.
- ENADIMSA. (1989). *Estudio hidrogeológico de la Laguna de Zoñar*. Junta de Andalucía. Agencia de Medio Ambiente.
- Eugster, H. P. & Hardie, L. A. (1978). Saline Lakes. En E. A. Lerman (Ed.), *Chemistry, Geology, and Physics of Lakes*, 237-293. Springer.
- Evans, N. P., Turchyn, A. V., Gázquez, F., Bontognali, T. R., Chapman, H. J., & Hodell, D. A. (2015). Coupled measurements of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of hydration water and salinity of fluid inclusions in gypsum from the Messinian Yesares Member, Sorbas Basin (SE Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 499-510.
- Evans, N.P., Bauska, T. K., Gázquez, F., Curtis, J.H., Brenner, M. & Hodell, D.A. (2018). Quantification of drought during the collapse of the classic Maya civilization. *Science*, 361, 6401, 498-501.
- Fernández, M., Berastegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M. J., Torne, M. & Banks, C. (1998). Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin,

- Spain. *En*: Masclé, A., Puig de Fàbregas, C., Luterbacher, H. P. & Fernández, M. (eds) *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society Special Publications, 134, 29-48.
- Fernández-Palacios, J. M. (1990). Lagunas de Cádiz (Medina y Salada). En M. and A. Bernues Sanz (Ed.), *Humedales Españoles en la Lista del Convenio de Ramsar*, 9-24. Madrid: Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza.
- Fildes, R. & Kourentzes, N. (2011). Validation and forecasting accuracy in models of climate change. *International Journal of Forecasting*, 27 (4), 968-995.
- Fletcher, W.J., Boski, T. & Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years. *Holocene*, 17, 481-494.
- Fontes H. C. & Gonfiantini R. (1967). Fractionnement isotopique de l'hydrogene dans l'eau de cristallisation du gypse. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 265, 4-6.
- García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R. S., Jiménez-Espejo, F. J. & Delgado-Huertas, A. (2012). Holocene paleoenvironmental evolution of a high-elevation wetland in Sierra Nevada, southern Spain, deduced from an isotopic record. *Journal of Paleolimnology*, 48, 471-484.
- Gasse, F. & van Campo, E. (1994). Abrupt post-glacial events in West Asia and North Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 435-456.
- Gázquez, F., Mather, I., Rolfe, J., Evans, N. P., Herwartz, D., Staubwasser, M. & Hodell, D. A. (2015). Simultaneous analysis of 17O/16O, 18O/16O and 2H/1H of gypsum hydration water by cavity ring-down laser spectroscopy. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 29 (21), 1997-2006.
- Gázquez F., Calaforra J. M., Evans, N. P. & Hodell, D. A. (2017a). Using stable isotopes ( $\delta^{17}\text{O}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) of gypsum hydration water to ascertain the role of water condensation in the formation of subaerial gypsum speleothems. *Chemical Geology*, 452, 34-46.
- Gázquez F., Evans, N. P. & Hodell D. A. (2017b). Precise and accurate isotope fractionation factors ( $\alpha^{17}\text{O}$ ,  $\alpha^{18}\text{O}$  and  $\alpha\text{D}$ ) for water and  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

- (gypsum). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 198, 259-270.
- Gázquez, F., Morellón, M., Bauska, T., Herwartz, D., Surma, J., Moreno, A., Staubwasser, M., Valero-Garcés, B., Delgado-Huertas, A. & Hodell, D.A. (2018). Triple oxygen and hydrogen isotopes of gypsum hydration water for quantitative pale-humidity reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 177-188.
- Gázquez, F., Bauska, T.K., Comas-Bru, L., Bassam, G., Calaforra, J.M. & Hodell, D.A. (2020). The potential of gypsum speleothems for paleoclimatology: application to the Iberian Roman Humid Period. *Scientific Reports*, 10, 14705.
- Gázquez, F., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Jiménez-Espejo, F.J. & Rodríguez-Rodríguez, M. (2021). Holocene lake water-aquifer interactions in La Balletera Playa lake (southern Spain) recorded by stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$ ) of gypsum hydration water. EGU General Assembly 2021, online, 19-30 Apr 2021, EGU21-1396.
- Gil-Márquez, J.M., Mudarra, M., Andreo, B., Linares, L., Carrasco, F. & Benavente, J. (2016). Hydrogeological characterization of the Salinas-Los Hoyos evaporitic karst (Malaga province, S Spain) using topographic, hydrodynamic, hydrochemical and isotopic methods. *Acta Carsologica*, 45, 2.
- Gil-Márquez, J.M. (2018). *Caracterización hidrogeológica de manantiales y humedales salinos asociados a acuíferos kársticos evaporíticos del sector central del Subbético*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, España.
- Giraudi, C. (1998). Late Pleistocene and Holocene lake-level variations in Fucino Lake (Abruzzo, central Italy) inferred from geological archaeological and historical data. En: Harrison, S.P., Frenzel, B., Huckried, U., Weiss, M. (Eds.), *Palaeohydrology as Reflected in Lake-Level Changes as Climatic Evidence for Holocene Times*, *Palaoklimaforschung*, 1-17.
- Gonfiantini R. & Fontes J. C. (1963). Oxygen isotopic fractionation in the water of crystallization of gypsum. *Nature*, 200, 644-646.
- González-Ramón, A., Pedrera, A., Martos-Rosillo, S., Jiménez de Cisneros, C. Ruíz-Constán, A. & Gázquez, F (en revisión). Constraints on the evolution of sulfuric acid speleogenesis within carbonate rocks par-

- tially covered by evaporites (Sierra de Molina, southern Spain). *Geomorphology*.
- González-Sampériz, P., Utrilla, P., Mazo, C., Valero-Garcés, B., Sopena, M.C., Morellón, M., Sebastián, M., Moreno, A. & Martínez Bea, M. (2009). Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event. *Quaternary Research*, 71, 121.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J. & Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Guareschi, S., Velasco, J., Sánchez-Fernández, D., Picazo, F., Carbonell, J.A., Bruno, D., Abellán, P. & Millán, A. (2015). Interés de conservación de los humedales Ramsar de España peninsular a través de sus comunidades de coleópteros acuáticos. *Monografías electrónica SEA. Sociedad Entomológica Aragonesa*.
- Heiri, O., Tinner, W. & Lotter, A.F. (2004). Evidence for cooler European summers during periods of changing meltwater flux to the North Atlantic. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101 (43), 15285-15288.
- Höbig, N., Mediavilla, R., Gibert, L., Santisteban, J.I., Cendon, D.I., Ibañez, J. & Reicherter, K. (2016). Palaeohydrological evolution and implications for palaeoclimate since the Late Glacial at Laguna de Fuente de Piedra, southern Spain. *Quaternary International*, 407, 29-46.
- Hodell, D., Turchyn, A.V., Wiseman, C.J., Escobar, J., Curtis, J.H., Brenner, M., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F., Aritzegui, D. & Brown, E. (2012). Late Glacial temperature and precipitation changes in the lowland Neotropics by tandem measurement of  $^{18}\text{O}$  in biogenic carbonate and gypsum hydration water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77: 352-368.
- Hodge, E.J., Richards, D.A., Smart, P.L., Andreo, B., Hoffmann, D.L., Matthey, D.P. & González-Ramón, A. (2008). Effective precipitation in southern Spain (~266 to 46 kyr) based on a speleothem stable carbon isotope record. *Quaternary Research*, 69(3): 447-457.
- Hubbard, G.A.C. (2019). *Understanding the Holocene climate change in the south of the Ibe-*

- rian Peninsula from the sedimentary register of the Jarales Lake*. Trabajo de Fin de Grado. Universidad de Granada, España.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Pewterson, L.C. & Trumbore, S. (1996). Rapid climate changes in the tropical Atlantic Region during the last deglaciation. *Nature*, 366, 552-554.
- Huntley, B. (1991). How Plants Respond to Climate Change: Migration Rates, Individualism and the Consequences for Plant Communities. *Annals of Botany*, 67, 15-22.
- Ibañez, M. J. (1973). Contribución al estudio del endorreísmo de la depresión del Ebro. El foco endorreico al W. y SW. de Alcaniz (Teruel). *Geographica*, XX, 21-32.
- Ibañez, M. J. (1975). El endorreísmo del sector central de la depresión del Ebro. *Cuadernos de Investigación. Geografía e Historia*, 35-48.
- IGME (1988). *Mapa Geológico de España, 1:50000*. (Serie MAGNA). Hoja 988. Puente Genil. Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria y energía, 1 map, 50 pp.
- Jiménez-Espejo, F. J., Martínez-Ruiz, F., Rogerson, M., González-Donoso, J. M., Romero, O., Linares, D., Sakamoto, T., Gallego-Torres, D., Rueda Ruiz, J. L., Ortega-Huertas, M., & Perez Claros, J. A. (2008). Detrital input, productivity fluctuations, and water mass circulation in the westernmost Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q11U02.
- Jiménez-Moreno, G. & Anderson, R.S. (2012). Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research*, 77:44-53.
- Jiménez-Moreno, G., García-Alix, A., Hernández-Corbalán, M.D., Anderson, R.S. & Delgado-Huertas, A. (2013). Vegetation, fire, climate and human disturbance history in the southwestern Mediterranean area during the late Holocene. *Quaternary Research*, 79, 110-122.
- Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., Ramos-Román, M.J., Camuera, J., Mesa-Fernández, J.M., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F.J., Carrión, J.S. & López-Avilés, A. (2020). The Holocene Cedrus pollen record from Sierra Nevada (S Spain), a proxy for climate change in N Africa. *Quater-*

- nary Science Reviews, 242, 106468.
- Klein C. & Hurlbut C. S. (1997). Manual de mineralogía, vol. 2. Reverté.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Johnsem, S. & Spurk, M. (1998). A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe induced by final stages of Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science*, 13, 165-169.
- Kurek, J., Cwynar, L., Spear, R.W. & Schulz, M. (2002). A high resolution Holocene climate record from the White Mountains of Eastern North America. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 34, 49.
- Lamb, H., Roberts, N., Leng, M., Barker, P., Benkaddour, A. & van der Kaars, S. (1999). Lake evolution in a semi-arid montane environment: responses to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology*, 21, 325-43.
- López García, P. (1982). Diagrama polínico del yacimiento de la Cueva del Nacimiento (Pontones, Jaén). En J. Bousquet (ed.): *Le Néolithique ancien méditerranéen. Actes du Colloque International de Préhistoire, Montpellier 1981*. Archéologie en Languedoc, n° spécial. Montpellier, 250-251.
- López Sáez, J.A. & Blanco González, A. (2005). La mutación Bronce Final/Primer Hierro en el suroeste de la Cuenca del Duero (provincia de Ávila): ¿cambio ecológico y social? En A. Blanco; C. Cancelo y A. Esparza (eds.): *Bronce Final y Edad del Hierro en la península Ibérica*. Colección Aquilafuente 86. Ediciones Universidad de Salamanca, 229-250.
- López Sáez, J.A., López García, P. & López Merino, L. (2006). La transición Mesolítico-Neolítico en el Valle Medio del Ebro y en el Prepirineo aragonés desde una perspectiva paleoambiental: dinámica de la antropización y origen de la agricultura. *Revista Iberoamericana de Historia* 1: 4-11.
- López Sáez, J.A., López García, P. & Cortés Sánchez, M. (2007). Paleovegetación del Cuaternario reciente: Estudio arqueopalinológico. En M. Cortés Sánchez (ed.): *Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente en la Bahía de Málaga*. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga, Junta de Andalucía, Universidad de Málaga, Fundación Cueva de Nerja

- y Fundación Obra Social de Unicaja. Málaga, 139-156.
- López-Sáez, J.A., López-Merino, L. & Pérez-Díaz, S. (2008). Crisis climáticas en la Prehistoria de la península Ibérica. El evento 8200 cal BP como modelo. *VII Congreso Ibérico de Arqueometría*, 77-86.
- Macdermott, F., Matthey, D.P., Oex, U.K. & Hawkesworth, C.J. (2001). The impact of the '8200 year' cooling event on the eastern Atlantic margin: evidence from an oxygene isotope speleothem record from S.W. Ireland. *Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting*, St. John's, Newfoundland Abstracts, 26, 99.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., Lewin, J., Michczyńska, D.J., Soja, R., Starkel, L. & Thorndycraft, V.R. (2006). Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena*, 66, 145-154.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J. & Peyron, O. (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1589-1596.
- Magny, M., de Beaulieu, J.L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, B., Walter-Simonnet, A.V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E. & Leroux, A. (2007). Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26, 1736-1758.
- Manen, C. & Sabatier, P. (2003). Chronique radiocarbone de la néolithisation en Méditerranée nordoccidentale. *Bulletin de la Société préhistorique française* 100 (3): 479- 504.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Mata, M. P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A. & Stefanova, V. (2008). Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. *The Holocene*, 18, 907-921.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, P., Delgado-Huertas, A. & Dulski, P. (2009). The Iberian-Roman humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71, 108-120.



- Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P. & Valero-Garcés, B.L. (2010). Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past*, 6, 1-28.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Mata, M. P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., & Jiménez-Espejo, F. (2011). Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology*, 1-17.
- Matsuyaba, O. (1971). Oxygen isotopic fractionation between the water of crystallization of gypsum and the mother solution. *Abstract Paper of Annual Meeting of Geochemical Society of Japan*, 17A01 (en japonés).
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karl\_en, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McCormick, M., Büntgen, U., Cane, M.A., Cook, E.R., Harper, K., Huybers, P.J., Litt, T., Manning, S.W., Mayewski, P.A., More, A.F.M., Nicolussi, K. & Tegel, W. (2012). Climate Change during and after the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence. *Journal of Interdisciplinary History*, 43 (2): 169-220.
- Mesa-Fernández, J. M., Jiménez-Moreno, G., Rodrigo-Gámiz, M., García-Alix, A., Jiménez-Espejo, F. J., Martínez-Ruiz, F., Anderson, R. S., Camuera, J., & Ramos-Román, M. J. (2018). Vegetation and geochemical responses to Holocene rapid climate change in the Sierra Nevada (southeastern Iberia): the Laguna Hondera record. *Climate of the Past*, 14, 1687-1706.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. & Corella, J.P. (2009). Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Review*, 28, 2582-2599.

- Moya, J.L. (1984) Hidrogeología de la Laguna de Zoñar. *Oxy-ura* 1, 21-45.
- Muscheler, R., Beer, J. & Vonmoos, M. (2004). Causes and timing of the 8200 yr BP event inferred from the comparison of the GRIP 10Be and the tree ring D <sup>14</sup>C record. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2101-2111.
- Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Giralt, S., Jimenez-Espejo, F., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gamiz, M., García-Orellana, J., Ortega-Huertas, M. & de Lange, G.J. (2011). Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: a multiproxy approach. *Climate of the Past*, 7, 1395-1414.
- Oliva, M. & Gómez Ortiz, A. (2012). Late-Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 22(8), 915-927.
- Páez, M. (1991). Los humedales endorreicos gaditanos: encuadre geográfico comarcal. En Agencia de Medio Ambiente, editor, Plan Rector de Uso y Gestión de las Reservas Naturales de las lagunas de Cádiz, Cádiz: *Agencia de Medio Ambiente*, 25-46.
- Pantaleón, J., Roure, J.M., Yll, E.I. & Pérez-Obiol, R. (1996). Dinámica del paisaje vegetal durante el Neolítico en la vertiente mediterránea de la península Ibérica e Islas Baleares. En I Congreso del Neolítico a la península Ibérica. Gavà-Bellaterra, 1995. *Rubricatum* 1 (1). Gavà-Bellaterra, 29-34.
- Pantaleón-Cano, J., Yll, E.-I., Pérez-Obiol, R. & Roure, J.M. (2003). Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *Holocene*, 13, 109-119.
- Parica, C. (2009). Huellas Digitales Ambientales: isótopos del oxígeno. Asociación Argentina para el Progreso de la Ciencia. *Ciencia e Investigación*: 59,1, 17-23.
- Pezzi, M. (1977). *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, España.
- Ramos-Román, M.J., Jiménez-Moreno, G., Camuera, J., García-Alix, A., Anderson, R.S., Jiménez-Espejo, F.J. & Carrión, J.S. (2018). Holocene climate aridification trend and human impact interrupt-

- ed by millennial- and centennial-scale climate fluctuations from a new sedimentary record from Padul (Sierra Nevada, southern Iberian Peninsula). *Climate of the Past*, 14, 117-137.
- Reed, J.M. (1996). The potential of diatoms, ostracods and other indicators for Holocene palaeoclimate research in southern Spanish salt lakes. *Limnética*, 12, 25-39.
- Reed, J.M., Stevenson, A.C. & Juggins, S. (2001). A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cadiz. *The Holocene*, 11, 707-719.
- Rendón, M.A., Garrido, A., Rendón-Martos, M., Ramírez, J.M. & Amat, J.A. (2014). Assessing sex-related chick provisioning in greater flamingo *Phoenicopterus roseus* parents using capture-recapture models. *Journal of Animal Ecology*, 83 (2), 479-490.
- Reyes, E. (2004). Geoquímica de Isótopos Estables: fundamentos, técnicas y aplicaciones. En L. Barbero y P. Mata (eds.), *Geoquímica Isotópica aplicada al medioambiente*, Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía, 1, 1-19.
- Reyes García, C. & Andrade, J.L. (2007). Los isótopos estables del hidrógeno y el oxígeno en los estudios ecofisiológicos de plantas. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, (80),19-28.
- Riera, S. (1993). Changements de la composition forestière dans la Plaine de Barcelone pendant l'Holocène (Littoral Méditerranéen de la Péninsule Ibérique). *Palynosciences*, 2, 133-146.
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2002). *Contribución hidrogeológica y limnológica a la caracterización ambiental de zonas húmedas de Andalucía oriental*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, España.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente, J., Julián, J. & Martos, F.M. (2006). Estimation of ground-water exchange with semi-arid playa lakes (Antequera region, southern Spain). *Journal of Arid Environments*, 66, 272-289.
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2007). Hydrogeology of ponds, pools, and playa-lakes of southern Spain. *Wetlands*, 27, 819-830.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F., Benavente, J. & Beltrán, M. (2010). Developing hydrological indices in semi-arid playa-lakes by analyzing

- their main morphometric, climatic and hydrochemical characteristics. *Journal of Arid Environments*, 74:1478-1486.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Green, A. J., López, R. & Martos-Rosillo, S. (2012). Changes in water level, land use, and hydrological budget in a semi-permanent playa lake, Southwest Spain. *Environmental Monitoring and Assessment*, 184(2), 797-810.
- Rodríguez Vidal, J., Gracia, F. J. & Giles, J. (1993). Deformaciones cuaternarias en la terraza fluvial de la Laguna de Madina (Río Guadalete, Jerez de la Frontera). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 6, 47-55.
- Roldán-Hervás, J.M. (2007). Historia Antigua de España. UNED.
- Sánchez, M., Fernández-Delgado, C. & Sánchez-Polaina, F.J. (1992). Nuevos datos acerca de la morfometría y batimetría de la laguna de Zoñar (Aguilar de la Frontera, Córdoba). *Oxyura* 6, 73-77.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Celis, A., Castaño, S. & de la Losa, A. (2016). Millennial-scale cycles of aridity as a driver of human occupancy in central Spain? *Quaternary International*, 407, 96-109.
- Schneider, H., Höfer, D., Trog, C. & Mäusbacher, R. (2016). Holocene landscape development along the Portuguese Algarve coast - a high resolution palynological approach. *Quaternary International*, 407, 47-63.
- Schröder, T. (2017). *Multi-proxy investigation of lacustrine sediments for climate reconstructions (southwestern Spain)*. Tesis doctoral. Universidad de Aachen, Alemania.
- Schröder, T., van 't Hoff, J., Ortiz, J.E., de Torres Pérez-Hidalgo, T.J., López-Sáez, J.A., Melles, M., Holzhausen, A., Wennrich, V., Viehberg, F. & Reicherter, K. (2017). Shallow hypersaline lakes as paleoclimate archives: a case study from the Laguna Salada, Málaga province, southern Spain. *Quaternary International*, 1-13.
- Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J.A., Viehberg F., Melles, M. & Reicherter, K. (2018). Holocene climatic and environmental evolution on the southwestern Iberian Peninsula: A high-resolution multi-proxy study from Lake Medina (Cadiz, SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, 198: 208-225.
- Schröder, T., López-Sáez, J.A., van't Hoff, J. & Reicherter, K.

- (2020). Unravelling the Holocene environmental history of south-western Iberia through a palynological study of Lake Medina sediments. *The Holocene*, 30 13-22.
- Siljestrom, P.A., Moreno, A., García, L.V. & Clemente, L.E. (1994). Doñana National Park (southwest Spain): geomorphological characterization through a soil-vegetation study. *Journal of Arid Environments*, 26: 315-323.
- Sofer Z. (1975). *Isotopic Compositions of Hydration Water in Gypsum*. Tesis doctoral. The Feinberg Graduate School, Rehovot, Israel (en hebreo).
- Staub, R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft*, 71: 196 - 26 I.
- Toney, J. L., García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Anderson, R.S., Moossen, H. & Seki, O. (2020). New insights into Holocene hydrology and temperature from lipid biomarkers in western Mediterranean alpine wetlands. *Quaternary Science Reviews* 240, 106395.
- Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Mata, P., Delgado-Huertas, A., Bao, R., Moreno, A., Carrión, J.S., Schwalb, A. & González-Barrios, A. (2006) Human impact since medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: the Laguna Zoñar, southern Spain. *Journal of Paleolimnology* 35, 441-65.
- Valero-Garcés, B., Morellón, M., Moreno, A., Corella, J. P., Martín-Puertas, C., Barreiro, F., Pérez, A., Giralt, S. & Mata-Campo, M. P. (2014). Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments. *Sedimentary Geology*, 299, 1-29.
- van't Hoff, J. (2017). *Holocene climate variability based on two lacustrine sediment sequences from Cádiz, southern Spain*. Tesis doctoral. Unidad de Colonia, Alemania.
- Vera, J.A. (2004). Geología de España. *Spanish Geological Society-Spanish Geological Survey*.
- Voigt, C., Herwartz, D., Dorador, C. & Staubwasser, M. (2021). Triple oxygen isotope systematics of evaporation and mixing processes in a dynamic desert lake system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25, 1211-1228.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller, J., Jouzel, J. & Johnsen, S. (1998). The cold event 8200 years ago docu-

- mented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.
- Walczak, I. W., Baldini, J. U. L., Baldini, L. M., McDermott, F., Marsden, S., Standish, C. D., Richards, D. A., Andreo, B. & Slater, J. (2015). Reconstructing high-resolution climate using CT scanning of unsectioned stalagmites: A case study identifying the mid-Holocene onset of the Mediterranean climate in southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 127, 117-128.
- Wiersma, A.P. & Renssen, H. (2006). Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews*, 25, 63-88.
- 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 Andalucía (Spain). *Boreas*, 43(2), 422-449.
- Ziegenbalg, S.B., Brunner, B., Rouchy, J.M., Birgel, D., Pierre, C., Böttcher, M.E., Caruso, A., Immenhauser, A. & Peckmann, J. (2010). Formation of secondary carbonates and native sulphur in sulphate-rich Messinian strata, Sicily. *Sedimentary Geology*, 227, 37-50.
- Zielhofer, C., Fletcher, W. J., Mischke, S., De Batist, M., Campbell, J. F. E., Joannin, S., Tjallingii, R., El Hamouti, N, Junginger, A., Stele, A. Bussmann, J., Schneider, B., Lauer, T., Spitzer, K., Strupler, M., Brachert, T. & Mikdad, A. (2017). Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 157, 29-51.





El sur de la península Ibérica ha sido especialmente sensible a los cambios climáticos acontecidos durante el Holoceno. Estas variaciones ambientales quedaron registradas en las secuencias sedimentarias de las numerosas lagunas que ocupan la depresión del Guadalquivir. En el presente trabajo se ha analizado la composición isotópica del oxígeno y el hidrógeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y d-exceso) del agua de hidratación del yeso de la secuencia sedimentaria de Laguna de Medina (Cádiz), con el fin de reconstruir los valores isotópicos de sus aguas en el pasado y determinar cambios climáticos durante los últimos 9500 años. Además, se han analizado yesos recientes y antiguos de otras seis lagunas andaluzas con el objetivo de evaluar el potencial de sus sedimentos para estudios paleoclimáticos futuros.

The southern Iberian Peninsula has been especially sensitive to climate changes during the Holocene. These environmental oscillations were recorded by the sedimentary sequences of the numerous lakes of the Guadalquivir Basin. In this study, the isotopic composition of oxygen and hydrogen ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  and d-excess) of gypsum hydration water from the sedimentary sequence of Laguna de Medina (Cádiz) has been analyzed to reconstruct the isotopic values of its paleo-water and to determine climate changes over the past 9,500 years. In addition, recent and ancient lacustrine gypsum samples from other six Andalusian lakes have been analyzed, in order to assess their potential for future paleoclimatic studies.

