

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA / BIENNIAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 78 · Julio - Diciembre / July - December 2025

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Concha Jiménez de Cisneros Vencelá
Károly Hidas



GEOGACETA

Revista semestral de Ciencias de la Tierra editada por la Sociedad Geológica de España
Journal of Earth Sciences published biannually by the Sociedad Geológica de España

<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>

© 2025 Sociedad Geológica de España
para el ejemplar compilado

ISSN: 0213-683X (versión impresa / printed version)

ISSN: 2173-6545 (Internet)

Depósito legal: S.743-2012

COMITÉ EDITORIAL / EDITORIAL BOARD

EDITORA PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dra. Concha Jiménez de Cisneros Vencelá

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC)

Avda de las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada

Tel.: +34 958 230000 Ext 436619; e-mail: concepcion.cisneros@csic.es

EDITOR ADJUNTO/ ASSOCIATE EDITOR

Dr. Károly Hidas

Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Granada

Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo, 18006 Granada

Tel.: +34 958 691 032; e-mail: k.hidas@igme.es

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. María José Domínguez Cuesta

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

C/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo, Asturias

Tel.: +34 985 109 546; e-mail: dominguezmaria@uniovi.es

Dr. Juan Antonio Morales González

Dpto. de Ciencias de la Tierra, Fac. de Ciencias Experimentales.

Campus del Carmen. Universidad de Huelva

Avda. Fuerzas Armadas s/n 21071, Huelva

Tel.: 959219815 e-mail: jmorales@uhu.es

SECRETARIA/ SECRETARY

Manuela Chamizo Borreguero

Departamento de Geología y Subsuelo, Instituto Geológico y Minero de España

C/ Calera, 1. Despacho 02-PB-03, 28760 Tres Cantos, Madrid

Tel.: +34 917 285 192; e-mail: m.chamizo@igme.es

OFICINA INSTITUCIONAL / INSTITUTIONAL OFFICE

Isabel Corral Fernández

Secretaría de la Sociedad Geológica de España

Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,

Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca (España)

Tel.: +34 923 294 752; e-mail: sgc@usal.es

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

Isabel Corral Fernández, Universidad de Salamanca, e-mail: sgc@usal.es

GEOGACETA es una publicación semestral de la Sociedad Geológica de España (SGE). En esta revista se publican las comunicaciones presentadas en las Sesiones Científicas de la Sociedad. Se publican artículos cortos (que no superan las cuatro páginas), originales e inéditos, no presentados simultáneamente en otra publicación. La línea editorial de **GEOGACETA** promueve la difusión de las investigaciones que desarrollan los miembros de la sociedad en colaboración con otros colegas y en relación con cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra. La gestión editorial de **GEOGACETA** la desarrolla el Comité Editorial (Editores, Secretario, Secretarías técnicas) en colaboración con el Comité Científico. Dicho comité se compone de un Consejo Asesor y un Consejo Científico. Los artículos que se publican en **GEOGACETA** se caracterizan por su carácter novedoso, provocativo y riguroso.

Todos los artículos publicados han sido revisados por dos revisores especializados en la temática del propio artículo y requieren de una valoración positiva por parte de los revisores, así como del informe positivo de los editores ante el Consejo Asesor. Al menos dos veces al año se reúnen Editores y Consejo Asesor. Las normas de publicación pueden consultarse en la web de la plataforma RECYT (Repositorio Español de Ciencia y Tecnología): <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. La SGE informa que las ideas, opiniones y datos publicados son responsabilidad exclusiva de los autores. Los autores/as conservan el *copyright*, aunque transfiriendo algunos derechos de manera no exclusiva a la SGE. Todos los artículos de Geogaceta (a partir del año 2023) están sujetos a la licencia [Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) (CC BY-NC-SA 4.0).

GEOGACETA es una revista con una distribución nacional e internacional que está indexada/presente en:

Catálogo de la Red de Bibliotecas Universitarias y Científicas, CrossRef, Dialnet (Universidad de la Rioja), Directory of Open Access Journals, DULCINEA, GeoRef, ICYT (CSIC), Latindex-catálogo, Latindex-Directorio, MIAR, Sello de Calidad (FECYT), Scopus (Elsevier).

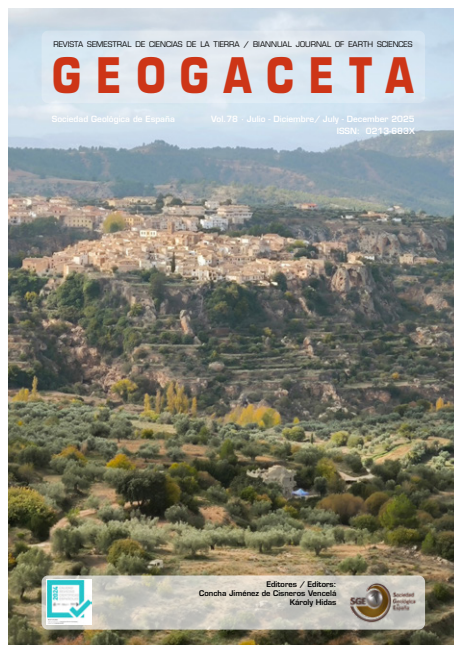
Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Imagen de portada / Cover illustration:

Promontorio travertínico sobre el que se asienta el casco viejo de Letur / "Travertine promontory on which the old town of Letur is built".

Autor / Author: Mario Sánchez-Gómez (Laboratorio de Riesgos Naturales, CEAETEMA, Universidad de Jaén)

Producción e Impresión: Copias Centro, Atenas 6, Nave 9, 28342, Valdemoro, Madrid



Comunicaciones presentadas en la LXXVIII Sesión Científica/SGE, Albacete, 30 de mayo de 2025



Presidenta de la SGE:
Dra. Ana Ruiz Constán

Secretaria de la SGE:
Manuela Chamizo Borreguero

Editores:
Dra. Concha Jiménez de Cisneros
Dr. Károly Hidas

Organización de la Sesión Científica:
David Sanz y Juan José Gómez-Alday (Universidad de Castilla – La Mancha),
Ana Teresa Moreno (Instituto de Estudios Albacetenses)
y Mario Sánchez-Gómez (Universidad de Jaén).

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Ana Ruiz Constán (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)
Manuela Chamizo Borreguero (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Blanca M. Martínez García (*Universidad del País Vasco*)
Ramón Casillas Ruiz (*Universidad de La Laguna*)
Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*)
Raquel Martín Banda (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

Iván Martín Rojas (*Universidad de Alicante*)
Davinia Moreno García (*Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana*)
Juana Vegas Salamanca (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
José F. Mediato Arribas (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Antonio José Olaiz Campos (*Repsol E&P*)
Desireé Palomino Cantero (*Instituto Español de Oceanografía*)

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*)
María Pilar Asta Andrés (*Universidad de Granada*)
Beatriz Bádenas Lago (*Universidad de Zaragoza*)
Daniel Ballesteros Posada (*Universidad de Cantabria*)
Alejandro Cearreta Bilbao (*Universidad del País Vasco*)
Julia Cuevas Urionabarrenechea (*Universidad del País Vasco*)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (*Universidad Politécnica de Madrid*)
María Soledad Domingo Martínez (*Universidad Complutense de Madrid*)
María José Domínguez Cuesta (*Universidad de Oviedo*)
María Druet Vélez (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Agustina Fernández Fernández (*Universidad de Salamanca*)
Susana del Carmen Fernández Menéndez (*Universidad de Oviedo*)
Mercedes Ferrer Gijón (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Jacinta García Talegón (*Universidad de Salamanca*)
Juan Carlos Gutiérrez Marco (*Instituto de Geociencias, UCM-CSIC*)
Faouziya Haissen (*Universidad de Casablanca, Marruecos/Morocco*)

Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)
María José Huertas Coronel (*Universidad Complutense de Madrid*)
Jesús F. Jordá Pardo (*Universidad Nacional de Educación a Distancia*)
Carlos L. Liesa Carrera (*Universidad de Zaragoza*)
Vicente López Sánchez-Vizcaíno (*Universidad de Jaén*)
Blanca M. Martínez García (*Universidad del País Vasco*)
Lisa Mol (*Universidad de The West of England, Reino Unido/UK*)
José Miguel Molina Cámara (*Universidad de Jaén*)
Ana Moreno Caballud (*Instituto Pirenaico de Ecología, IPE-CSIC*)
Matías Mudarra Martínez (*Universidad de Málaga*)
Pedro Proença Cunha (*Universidad de Coimbra, Portugal*)
Martín Jesús Rodríguez Peces (*Universidad Complutense de Madrid*)
José Luis Simón Gómez (*Universidad de Zaragoza*)
Juan Ignacio Soto Hermoso (*Universidad de Granada*)
Iñaki Vadillo Pérez (*Universidad de Málaga*)
Patricia Vazquez (*Universidad Reims Champagne-Ardenne, Francia/France*)
Lola Yesares Ortiz (*Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, IACT-CSIC*)

¡CERRAMOS UN 2025 LLENO DE CELEBRACIONES!

Este año 2025 ha sido especialmente significativo para la Sociedad Geológica de España, marcado por dos aniversarios que nos han permitido mirar al pasado con reconocimiento hacia el trabajo realizado y hacia el futuro con renovada energía e ilusión por nuevos proyectos. Por un lado, el Geolodía ha cumplido 20 años acercando la Geología a la ciudadanía con entusiasmo y rigor; por otro, la SGE ha alcanzado sus 40 años de existencia como institución científica, consolidando su papel como referente en el ámbito geológico nacional.

20º Aniversario del Geolodía

El viernes 25 de abril celebramos el 20º Aniversario del Geolodía en la localidad turolense de Aliaga, lugar de nacimiento de esta iniciativa de divulgación. Durante la jornada se realizó un emotivo homenaje a sus creadores D. José Luis Simón Gómez y D. Luis Alcalá Martínez que culminó con su nombramiento como Miembros de Honor de la Sociedad Geológica de España y una salida de campo por el recorrido original del Geolodía 2005.

Asimismo, se reconoció el papel clave de las instituciones promotoras del Geolodía en Teruel: la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, la Universidad de Zaragoza, el Instituto de Estudios Turolenses, el Parque Cultural del Maestrazgo y el Ayuntamiento de Aliaga. Además, la celebración incluyó una charla divulgativa que repasó la evolución del Geolodía en estos 20 años, se estrenó el vídeo

conmemorativo "Un Secreto Compartido" (disponible en el canal de YouTube de la SGE: <https://www.youtube.com/watch?v=5gmQiCMj27A>), y se inauguró la exposición "20 Años de Geolodía", que puede solicitarse en préstamo a través de la web del Geolodía (<https://geolodia.es/exposicion-20-aniversario/>).

40º Aniversario de la SGE

La celebración del 40º Aniversario de la Sociedad Geológica de España tuvo lugar el jueves 25 de septiembre en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, escenario de su fundación en el verano de 1985. El acto ofreció un recorrido por los hitos y actividades más relevantes de estas cuatro décadas de historia, rindiendo homenaje a las personas que, con su trabajo y compromiso, han contribuido a consolidar la estructura y actividades insignia de la Sociedad. La grabación íntegra del evento está disponible en el canal de YouTube de la UCM (<https://www.youtube.com/watch?v=Z15PrN4lyxs&t=3917s>).

La jornada incluyó la presentación del libro conmemorativo y la exposición "40 años de la SGE", que ilustran la evolución de la Sociedad desde sus orígenes hasta la actualidad, resaltando las iniciativas que ofrece tanto a las personas asociadas como al público general. Esta exposición también puede ser solicitada en préstamo a través de la web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/quienes/historia/>).

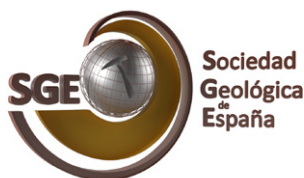


Asistentes a la celebración del 20 Aniversario del Geolodía (Aliaga, Teruel) posando junto a la exposición



Foto de grupo de las personas asistentes a la celebración del 40 Aniversario de la SGE a la entrada de la Fac. de Ciencias Geológicas de la UCM

Organiza



Con la colaboración de



Evidence of fluvio-deltaic interaction in the Triassic Red Beds of the Iberian Meseta (Almedina, Ciudad Real, SE Spain)

Evidencias de interacción fluvio-deltaica en las Capas Rojas Triásicas de la Meseta Ibérica (Almedina, Ciudad Real, SE de España)

Juan Antonio Sánchez-Guerra^{1*}, Luis Miguel Yeste¹, Marc Gil-Ortiz², Eider Rua-Alkain^{3,4}, Patricia Cabello^{3,4} and César Viseras¹

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología (SEDREGROUP). Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain.

juanantoniosg@ugr.es, lmyste@ugr.es, viseras@ugr.es

² Dept. Mineralogía, Petrología i Geología Aplicada, UB-Geomodels, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. Spain.

marc.gilortiz@ub.edu

³ Dept. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, UB-Geomodels, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain.

pcabello@ub.edu, eider.rualkain@ub.edu

⁴ Institut de Recerca Geomodels. Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 (Barcelona, Spain).

*Corresponding author

ABSTRACT

Recent sedimentological research in the northwestern part of the Triassic Red Beds of the Iberian Meseta (TIBEM) reveals evidence of deltaic environments, contrasting earlier interpretations of a predominantly fluvial system. Fieldwork in the Almedina section (Ciudad Real, Spain) included stratigraphic analysis, architectural reconstruction, and paleocurrent measurements, identifying up to four facies associations (FAs): prodelta (FA-1), channel-mouth bar complex (FA-2), interdistributary bay (FA-3), and fluvial deposits (FA-4). The vertical succession reflects a prograding fluvio-deltaic system with distal subenvironments (prodelta and tempestites) transitioning upward to proximal settings (distributary channels, interdistributary bays and fluvial deposits). Tempestite deposits exhibit hummocky cross-stratification and wave ripples, inconsistent with purely fluvial interpretations. High bioturbation levels in distal deltaic facies contrast with scarce bioturbation in fluvial facies, further supporting the deltaic model. The studied deposits suggest an interplay of marine and fluvial processes, with NE-directed progradation dominating deposition.

Key-words: TIBEM, Almedina Facies Associations, Fluvio-deltaic system, prograding.

RESUMEN

Investigaciones recientes en las Capas Rojas del Triásico de la Meseta Ibérica (TIBEM) han revelado evidencias de ambientes deltaicos en su margen noroeste, en contraste con interpretaciones previas que los consideraban exclusivamente fluviales. En la sección estudiada de Almedina (Ciudad Real, España), se analizaron secciones estratigráficas, elementos arquitectónicos y paleocorrientes, identificándose hasta cuatro asociaciones de facies: prodelta (FA-1), complejo de canales y barras de desembocadura (FA-2), bahías interdistributarias (FA-3) y facies fluviales (FA-4). La disposición vertical de estas facies indica un sistema fluvio-deltaico progradante hacia el NE, donde los ambientes distales (prodelta y tempestitas) dan paso a entornos más proximales (canales distributarios, bahías interdistributarias y depósitos fluviales). Las tempestitas, con estructuras como estratificación cruzada hummocky y ripples de oleaje, no coinciden con características típicas de ambientes exclusivamente fluviales. Además, la intensa bioturbación en las facies deltaicas distales contrasta con la escasez observada en los depósitos fluviales, lo que refuerza la interpretación deltaica. Estos depósitos reflejan la interacción de procesos marinos y fluviales, con una progradación dominante hacia el NE durante su depósito.

Palabras clave: TIBEM, Almedina, Asociación de facies, sistema fluvio-deltaico, progradante.

Geogaceta, 78 (2025), 3-6

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113408>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introduction

Until recently, the sedimentological knowledge on the Triassic Red Beds of the Iberian Meseta (TIBEM, as defined by Viseras *et al.*, 2018) hadn't been updated. Moreover, no specific studies beyond regional surveys (López-Garrido, 1971; Fernández, 1977) have been published about its northwestern part, which is the focus of this article. Earlier studies generally described the TIBEM deposited in a fluvial environment (Fernández, 1977), but recent works have identified evidence of

coastal and estuarine facies in the upper part of the Triassic succession, particularly in the eastern outcrops (Alcaraz outcrops, Yeste, 2020; Yeste *et al.*, 2024). This study presents the first evidence suggesting the presence of deltaic environments in the northwestern margin of the TIBEM.

Geological setting

The Triassic Red Beds of the Tabular Cover of the Iberian Meseta (TIBEM) consist of a siliciclastic-dominated sedimentary succession. These deposits cover the

southeastern margin of the Iberian Massif, spanning over 4,000 km² (Fernández, 1977). The red beds primarily comprise sandstones, claystones, and siltstones, with minor occurrences of conglomerates, limestones, and marls, particularly in the study area. Their thickness varies between 50 and 400 meters (Fernández, 1977).

The earliest regional studies referred to the TIBEM as the "Chiclana del Segura Formation" (López-Garrido, 1971). Subsequently, four sequences (corresponding only to the emergent portion of the transgressive system tract) were identified (Fer-

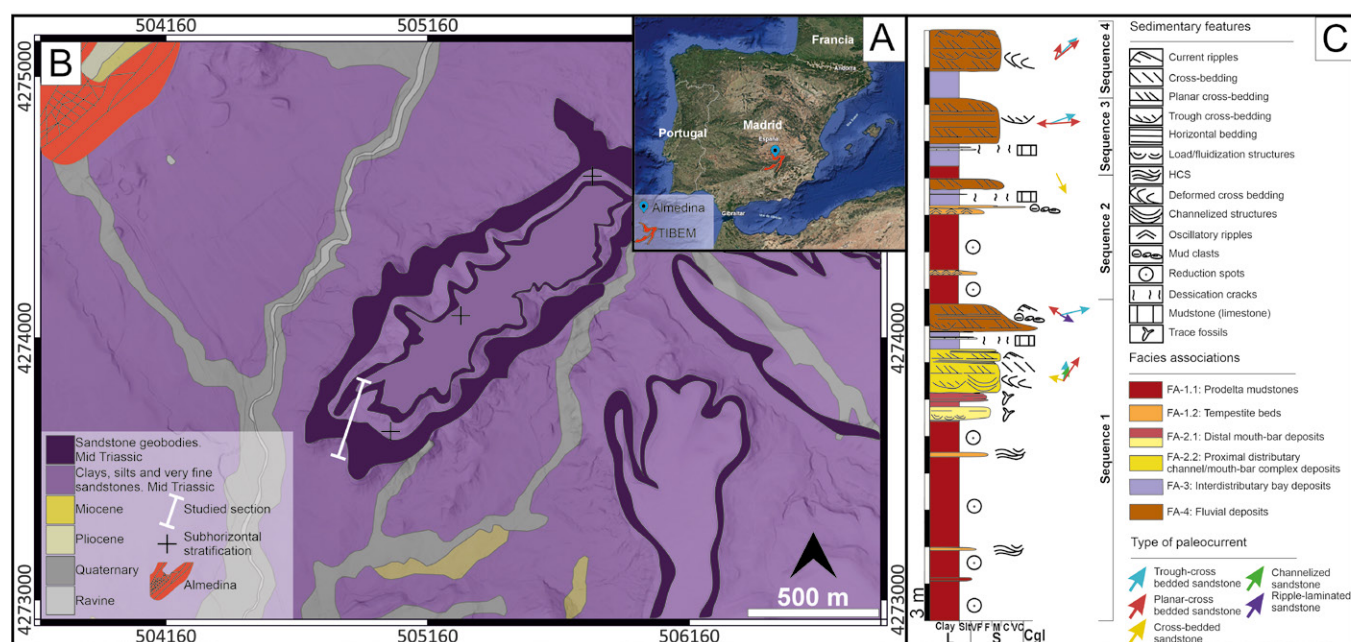


Fig. 1.- A) Location of Almedina's Triassic outcrops. B) Geological map of the studied area and studied section (mean altitude of 850 m). C) Studied section at the Cerro Bogallo outcrop and its main sedimentary features. See color figure in the web.

Fig. 1.- A) Localización de los afloramientos triásicos de Almedina. B) Mapa geológica del área de estudio y sección estudiada (altura media de 850 m). C) Sección estudiada en el afloramiento de Cerro Bogallo y sus rasgos sedimentarios principales. Ver figura en color en la web.

nández, 1977). It was not until more recent studies that its current nomenclature and focused analyses were established (e.g., Viseras *et al.*, 2018; Yeste *et al.*, 2019).

The palynological assemblage collected by Besems (1981) dated the TIBEM from the Ladinian (base) to the Norian (top), but precise dating remains challenging due to the scarcity of diagnostic fauna.

The studied section is located in Almedina (Ciudad Real, Spain, Fig. 1A), in the northwestern part of the TIBEM. In this area, the Paleozoic Hercynian basement and an unconformity formed by Mio-Pliocene tufas overlying the TIBEM are visible. The Triassic deposits include intervals of claystones, siltstones, and very fine sandstones, alternating with thicker geobodies of fine to medium sandstones (Fig. 1B and 1C).

Methodology and data

A detailed sedimentological description, based on outcrop observations and measurements was developed at the Cerro Bogallo outcrop, located southeast of Almedina village. This involved logging the studied sedimentological column (Fig. 1), identifying and recording different lithologies, including grain sizes, sedimentary structures, and bioturbation types and degrees. Paleocurrents were also measured by identifying the orientation of different sedimentary structures. Measurements taken mainly from the fo-

resets of cross-bedding and cross-laminated structures. This sedimentological analysis allowed to identify the heterogeneity distribution, facies associations and architectural elements.

Facies associations

Five different facies associations (FA) have been identified, based on its stratigraphic evolution:

FA-1: Prodelta deposits

This facies association was subdivided into two sub-associations:

- **FA-1.1: Prodelta mudstones:** It consists of reddish and greyish claystones and mudstones. Intervals can reach up to 7 meters in thickness and include siltstone beds up to 20 cm thick (Fig. 1C and 2A). These siltstone beds typically exhibit gradual bases and tops, but no clear sedimentary structures are visible. Reduction spots with dark nuclei are visible throughout the intervals of this association (Fig. 1C and 2A). FA-1.1 intervals are often interrupted by the deposition of FA-1.2 beds. A prodelta subenvironment is the most plausible interpretation. Evidence includes the fine-grained facies, abrupt interruptions by FA-1.2 beds, reduction spots (potentially indicative of organic matter accumulation), and occasional coarser siltstone beds (e.g., Ahmed *et al.*, 2014)

- **FA-1.2: Tempestite beds:** It includes

beds of very fine- to fine-grained sandstones with hummocky cross-stratification (HCS) and wave ripple-lamination. Beds range from 25 to 80 cm thick.

Wave ripple-lamination is common at the tops of beds in the lower section but becomes the dominant sedimentary structure in the upper section (Fig. 1C and 2B). Bases are sharp, while tops are more gradational, exhibiting fining-upward trends in the last tens of centimeters. This facies are typically interbedded within FA-1.1 intervals.

The presence of HCS and wave lamination, indicative of oscillatory and combined flows (Dumas and Arnott, 2006), indicates the deposition of these beds during storm events (Reolid *et al.*, 2014) in a subaqueous environment (shoreface).

FA-2: channel-mouth bar complex deposits (lower delta plain)

This facies association was subdivided into two sub-associations:

- **FA-2.1: Distal mouth bar deposits:** It comprises intervals up to 2 meters thick. The lower part contains massive, fine-grained sandstones that are highly bioturbated or horizontally to diffusely laminated (Fig. 2C). The upper part alternates between bioturbated reddish siltstones and very fine-grained, horizontally or current ripple-laminated sandstones (Fig. 1C and 2C). Load structures are present at the bases of massive sandstone beds.

These deposits represent the distal parts of a deltaic mouth bar (lower delta plain-delta front subenvironment). The massive, bioturbated sandstones indicate higher sand concentration, while alternating deposition of siltstones and sandstones suggest fringe zones with lower sand input (e. g., Van Yperen *et al.*, 2020). Also, the abundance of bioturbation supports the idea of a distal setting (lower delta front), where the energy is low enough to let benthic organisms to proliferate.

- **FA-2.2.: Proximal distributary channel/mouth bar complex deposits:** It is constituted by fine- to medium-grained sandstones with horizontal bedding, planar and trough cross-bedding, as well as ripple cross-lamination (Fig. 1C and 2D). Deformed cross-bedding and channelized structures are also present. These cycles, up to 3.5 meters thick, exhibit no

clear trends until the uppermost meter, where they are fining-upward. Sharp bases, occasionally erosive, transition to more gradual tops, often capped with current and/or oscillatory ripple lamination. Paleocurrents measurements indicate a dominant NE flow direction (30-40° NE).

The grain size, variety of sedimentary structures indicating high-energy conditions and the absence of bioturbation shows a more proximal depositional setting than FA-2.1, that could be interpreted as a proximal distributary channel/mouth bar complex (e. g., van Yperen *et al.*, 2020), set in the delta front and lower delta plain.

FA-3: Interdistributary bay deposits (upper delta plain)

Consists of alternating purple mudstones and grey limestones (Fig. 1C and

2E). The limestones often exhibit fine laminations, desiccation cracks, and a nodular appearance.

The carbonate deposition indicates a shallow subaqueous environment conducive to carbonate precipitation. Desiccation cracks suggest cyclic subaerial exposure, while nodular textures may reflect incipient paleosols in partially submerged conditions (e. g., Andrews and Guo, 2024). This facies association is interpreted as an interdistributary bay setting (lower to upper delta plain).

FA-4: Fluvial deposits (upper delta plain)

Includes fine- to coarse-grained, planar and through cross-bedded sandstones within channelized geobodies (Fig. 2F). Conglomeratic lags, primarily com-

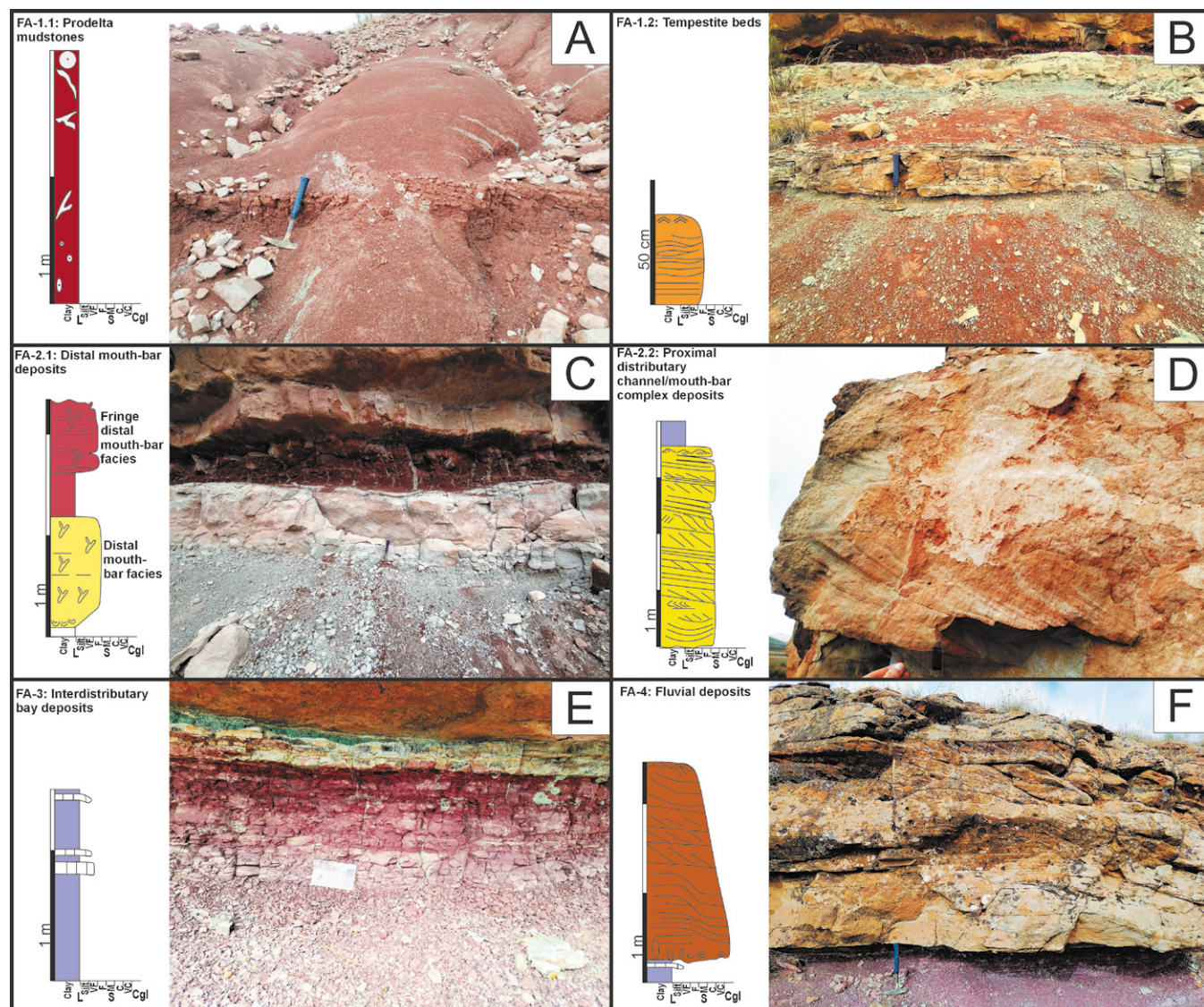


Fig. 2.- Facies associations of the studied section and some examples (images) of the field aspect presented by each one (same legend as Figure 1). Scale is 8 cm width and hammer is 30 cm long. See color figure in the web.

Fig. 2.- Asociaciones de Facies de la sección estudiada y varios ejemplos (imágenes) del aspecto en campo presentado por cada una de ellas (misma leyenda que la Figura 1). La escala mide 8 cm de ancho y el martillo 30 cm de largo. Ver figura en color en la web.

posed of mud clasts, are common (Fig. 1C). Cycles, up to 3.5 meters thick, display fining-upward trends, with rapid transitions from conglomeratic lags to sandstones at the base and from cross-bedding to current ripples in the uppermost part. Bases are erosive and sharp, while tops are gradual. Paleocurrent measurements (30–80° NE) indicate a dominant NE flow direction, with minor flow directions toward the SE, W, and NW.

The grain size, conglomeratic lags, channelized geobodies, and high-energy sedimentary structures indicate a fluvial environment in the upper delta plain (e. g., Bourquin *et al.*, 2009). Paleocurrent dispersion may reflect the influence of braid bars altering flow directions.

Architectural stratigraphy and depositional model

The studied section represents a siliciclastic, prograding fluvio-deltaic system (e. g., Zhao *et al.*, 2015), located in the northwestern TIBEM outcrops at Almedina, which predominantly prograded toward the northeast throughout its depositional history. The vertical stacking pattern of facies associations reflects this progradation, forming four coarsening-upwards and shallowing-upwards sequences (Fig. 1C). The basal sequence is the most complete, encompassing the full range of deltaic subenvironments. It begins with prodelta deposits, interstratified with tempestite beds characterized by HCS bedding and oscillatory ripple lamination. These prodelta deposits transition upward into distal mouth-bar deposits (lower delta front), followed by the proximal distributary channel/mouth-bar complex (upper delta front to lower delta plain). The sequence culminates with carbonate deposition in the interdistributary bay and is abruptly succeeded by fluvial deposits. In contrast, the upper sequences are incomplete, preserving only the prodelta fines, tempestite beds, and interdistributary bay deposits. These sequences reveal a trend of decreasing thickness in prodelta and tempestite facies upward, whereas interdistributary bay and fluvial deposits increase in thickness. This stratigraphic progression underscores the shallowing-upwards trend observed throughout the section.

The presence of tempestite beds interbedded with reddish claystones suggests a depositional system influenced by both fluvial and marine processes. Moreover,

the high degree of bioturbation in distal deltaic facies stands in stark contrast to the lack of bioturbation in fluvial facies, indicating a fluvio-deltaic depositional model for this part of the TIBEM.

Conclusions

The northwestern outcrops of the TIBEM (Almedina, Ciudad Real), show evidences of a mainly siliciclastic prograding fluvio-deltaic system with a main flow direction was towards the NE. An almost complete display of every deltaic subenvironment is represented in the facies associations that were studied (from prodelta to fluvial subenvironment). The presence of tempestite beds and the abundance of trace fossils typical of deltaic environments support this new interpretation of the studied succession.

Author contributions

Sánchez-Guerra: work structure, methodology, data acquisition, figures, research/analysis. Yeste: work structure, methodology, editing, research/analysis. Gil-Ortiz and Rua-Alkain: editing, manuscript review. Cabello and Viseras: coordination, supervision.

Acknowledgment

This work was funded by the projects PTA2023-023493-I, PID2022-140850OB-C21 and PID2022-140850OB-C22 from MICIU/AEI/10.13039/501100011033 and "ERDF/EU". Additional support was provided by the RNM 369 Group of the Andalusian Research and Innovation Plan (PAIDI). We thank the City Council of Almedina, particularly the Honorable Mayor Mr. José Antonio Talavera Sánchez, for facilitating fieldwork permits. We are also grateful to REPSOL, CEPESA, ENAGAS, and AGGEP for their support of this research project. The quality of this work has greatly benefited from the reviews provided by Dr. Jesús M. Soria and an anonymous reviewer, as well as from the editorial suggestions of Dra. Concha Jiménez de Cisneros.

References

Ahmed, S., Bhattacharya, J.P., Garza, D.E., and Li, Y. (2014). *Journal of Sedimentary Research*, 84(2), 97–121.
<https://doi.org/nzx9>

Andrews, S.D., and Guo, L. (2024). *The Depositional Record*, 1–23.
<https://doi.org/nzzb>

Besems (1981). *Review of Paleobotany and Palynology*, 32, 257–273.
<https://doi.org/bcj6df>

Bourquin, S., Guillocheau, F., and Péron, S. (2009). *Sedimentology*, 56(7), 2235–2264.
<https://doi.org/b5r437>

Dumas, S., and Arnott, R.W.C. (2006). *Geology*, 34(12), 1073–1076.
<https://doi.org/bp4kk7>

Fernández, J. (1977). *Sedimentación triásica en el borde Sureste de la Meseta*. PhD dissertation, Univ. de Granada, 173 p.
<https://hdl.handle.net/10481/84072>

López-Garrido, Á.C. (1971). *Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaén*. PhD dissertation, Univ. de Granada, 272 p.
<http://hdl.handle.net/10481/52669>

Reolid, M., Pérez-Valera, F., Benton, M.J., and Reolid, J. (2014). *Facies*, 60, 277–293.
<https://doi.org/f5pcb8>

Viseras, C., Henares, S., Yeste, L.M. and García-García, F. (2018). In: *Fluvial Meanders and Their Sedimentary Products in the Rock Record* (Eds M. Ghinassi, L. Colomera, N. P., Mountney and A. J. H. Reesink), *IAS Special Publication*, 48, 419–444.
<https://doi.org/mnk7>

Van Yperen, A.E., Poyatos-Moré, M., Holbrook, J.M., and Midtkandal, I. (2020). *The Depositional Record*, 6(2), 431–458.
<https://doi.org/grwbmk>

Yeste, L.M. (2020). *Outcrop/Behind Outcrop (OBO) Characterization and Modeling of Highly Heterogeneous Reservoir Analogues*. PhD dissertation, Univ. de Granada, 318 p.
<http://hdl.handle.net/10481/64597>

Yeste, L. M., Gil-Ortiz, M., García-García, F., Viseras, C., McDougall, N., Cabello, P., and Caracciolo, L. (2024). *The Depositional Record*. 10(5), 793–820.
<https://doi.org/nx9n>

Yeste, L.M., Henares, S., McDougall, N., García-García, F. and Viseras, C. (2019). In: *River to Reservoir: Geoscience to Engineering* (Eds P. Corbett, A. Owen, A. Hartley, S. Pla-Pueyo, D. Barreto, C. Hackney and S. Kape), *GSL Special Publication*, 488, 73–95.
<https://doi.org/nx9p>

Zhao, J., Mountney, N.P., Liu, C., Qu, H., and Lin, J. (2015). *Marine and Petroleum Geology*, 68, 394–413.
<https://doi.org/f76bw7>

Paleokarst jurásico en una plataforma carbonatada inundada aislada (Subbético Externo, Cordillera Bética, provincia de Jaén)

Jurassic paleokarst in an isolated drowned carbonate platform (External Subbetic, Betic Cordillera, Jaén province)

José Miguel Molina^{1*} y Luis M. Nieto¹

¹ Departamento de Geología y Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra, Energía y Medio Ambiente, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071, Jaén, España.

jmmolina@ujaen.es, lmnieto@ujaen.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Sierra Mágina Unit (province of Jaén, southern Spain) belongs to the External Subbetic, an allochthonous subdomain of the Betic External Zones. The External Subbetic is thrusting to the north on the Intermediate Domain. Near this thrust there is a contact between the white oolitic limestones of the Middle Jurassic (Camarena Fm) and the red limestones with ammonitico rosso facies of the Upper Jurassic (Upper Ammonitico Rosso Fm). The oolitic limestones are grainstones of ooids, oncoids, peloids, cortoids, micritic intraclasts and bioclasts deposited on an isolated shallow-water carbonate platform. The ammonitico rosso limestones are a condensed, nodular, brecciated or massive facies with ammonites and microfossils of wackestones and packstones of filaments, Saccocoma and other bioclasts, deposited on a pelagic carbonate platform. The top of the Camarena Fm has a karstic morphology. The isolated carbonate platform was created from the Jurassic rifting in the Pliensbachian which affected the South Iberian Paleomargin. After uplift and karstification of this platform, due to tectonic and/or relative sea-level changes, this structural uplift was drowned, marking the beginning of condensed pelagic carbonate sedimentation in the karstified pelagic swells.

Key-words: Paleokarst, Ammonitico Rosso, South Iberian Paleomargin, Mágina Unit, Jurassic.

Geogaceta, 78 (2025), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113636>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

El término karst se utiliza para designar formas del relieve que resultan principalmente de la disolución de rocas carbonatadas y yesos, y cualquier región geográfica caracterizada por estas morfologías. El karst puede aparecer en: 1) ambientes terrestres superficiales, 2) ambientes costeros de mares o lagos (karst costero), 3) fondos submarinos (karst submarino) y 4) ambientes hidrotermales. Paleokarst indica rasgos kársticos principalmente debidos a disolución formados en el pasado. Se reconocen tres tipos de paleokarst: relicto, exhumado y enterrado (Wright y Smart, 1994; Ford y Williams, 2007). Muchas secuencias carbonatadas pueden registrar múltiples fases de kars-

tificación (paleokarst polifásico). Algún karst polifásico puede dar lugar a rasgos paleokársticos diferenciados, mientras que en otros se borran etapas anteriores (Molina *et al.*, 1999; Molina, 2000).

Situación, marco geológico y estratigráfico

Los afloramientos estudiados pertenecen a la Unidad de Mágina (Álvaro *et al.*, 1991) del Subbético Externo septentrional en la Zona Subbética. Esta unidad estratigráfica alóctona de procedencia meridional cabalga sobre el Dominio Intermedio, que cabalga a su vez sobre las unidades prebéticas parautoctonas dentro de las Zonas Externas Béticas. La Unidad de Mágina se sitúa dentro del Parque

RESUMEN

La Unidad de Sierra Mágina (provincia de Jaén, sur de España), pertenece al Subbético Externo, subdominio alóctono de las Zonas Externas Béticas. El Subbético Externo está cabalgando hacia el Norte al Dominio Intermedio. Cerca de este cabalgamiento existe un contacto entre las calizas oolíticas blancas del Jurásico Medio (Fm Camarena) y las calizas rojas de facies ammonitico rosso del Jurásico Superior (Fm Ammonitico Rosso Superior). Las calizas oolíticas son grainstones de ooides, oncoides, peloides, cortoides, intraclastos micríticos y bioclastos, depositados en una plataforma carbonatada aislada de aguas poco profundas. Las calizas del ammonitico rosso son facies condensadas, de aspecto nodular, brechoide o masivo, con ammonites y microfossils de wackestones y packstones de filamentos, Saccocoma y otros bioclastos, que se depositaron en una plataforma carbonatada pelágica. El techo de la Fm Camarena presenta una morfología kárstica. La plataforma carbonatada aislada se originó a partir del rifting jurásico del Paleomargen Suribérico en el Pliensbachiano. Tras el levantamiento y karstificación de dicha plataforma, debidos a cambios tectónicos y/o del nivel relativo del mar, este alto estructural sufrió una inundación, que marcó el inicio de una sedimentación carbonatada pelágica condensada en los umbrales pelágicos karstificados.

Palabras clave: Paleokarst, Ammonitico Rosso, Paleomargen Suribérico, Unidad de Mágina, Jurásico.

Fecha de recepción: 08/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Natural de Sierra Mágina en la provincia de Jaén (Fig. 1A, B, C). En este trabajo se analiza el contacto entre las calizas oolíticas del Jurásico Medio y las calizas pelágicas de facies ammonitico rosso del Jurásico Superior. Se ha realizado el estudio de campo con cartografía detallada del contacto, el muestreo de las rocas y el análisis microscópico de láminas delgadas. Los principales afloramientos estudiados están cerca del Refugio del Caño del Aguadero (coordenadas geográficas: 37°44'46"; -3°26'15"; Fig. 1D).

La Unidad de Mágina presenta una secuencia jurásica de calizas y dolomías de las formaciones Gavilán y Camarena del Jurásico Inferior-Medio, con un espesor total de unos 800 m, y calizas rojas generalmente de aspecto noduloso (Fm Ammonitico

Rosso Superior) del Jurásico Superior con una potencia máxima de unos 25 m. Esta unidad constituyó durante todo el Jurásico un alto fondo o umbral con sedimentación marina somera o emergido localmente, ubicado entre los surcos más subsidentes, con sedimentación marina más profunda, del Dominio Intermedio al N y del Subbético Medio al S (Fig. 1C). El sector estudiado se sitúa en el borde septentrional de este umbral, hoy constituido como un isleo tectónico de forma aproximadamente elipsoi-dal y con unas dimensiones de 5 por 12 km.

Estructuras

A techo de la Fm Camarena y, especialmente, en relación con escarpes de fallas, se observan cavidades kársticas, surcos erosivos (grooves) y grandes diques neptúnicos con rellenos de calizas rojas del Jurásico Superior que indicarían fundamentalmente un origen sinsedimentario de la fracturación. La karstificación afecta tanto a la parte superior del bloque levantado de las fallas como a los propios escarpes generados por las mismas. En la parte alta del bloque de falla son comunes las cavidades kársticas con morfología superficial alargada o poligonal, de tipo karren y fondos escalonados. En las paredes de los escarpes se encuentran surcos generados por disolución o erosión subaérea y/o submarina como los descritos por Bice y Stewart (1986), Vera *et al.* (1988), Molina *et al.* (1999) o Santantonio *et al.* (2024). Son surcos de unos 20 m de ancho y unos 8 m de profundidad máxima, alargados en la dirección de la pendiente del escarpe o perpendiculares a los anteriores, coincidiendo con las dos direcciones predominantes de las principales fallas actuales (ENE y NNW) que pueden verse en las figuras 1C y 1D. Otras cavidades podrían corresponder a antiguos "notches" o "nips" (Pirazzoli, 1986; Trenhaile, 2015) generados por corrosión marina (disolución y bioerosión) en acantilados costeros calizos (Fig. 2). También se observan brechas de tipo kárstico con cantos angulosos de facies ammonítico rosso y de calizas oolíticas y peloidales de la Fm Camarena, en bolsadas sedimentarias de cavidades generadas por disolución de las rocas encajantes de dicha formación. Las cavidades kársticas tienen una gran variedad de morfologías y dimensiones, desde centímetros a 30 metros.

Un aspecto destacable es la importante variación de potencia que muestra la Fm Ammonítico Rosso Superior dispuesta sobre la discontinuidad, pudiendo faltar, estar representada por una secuencia de sólo

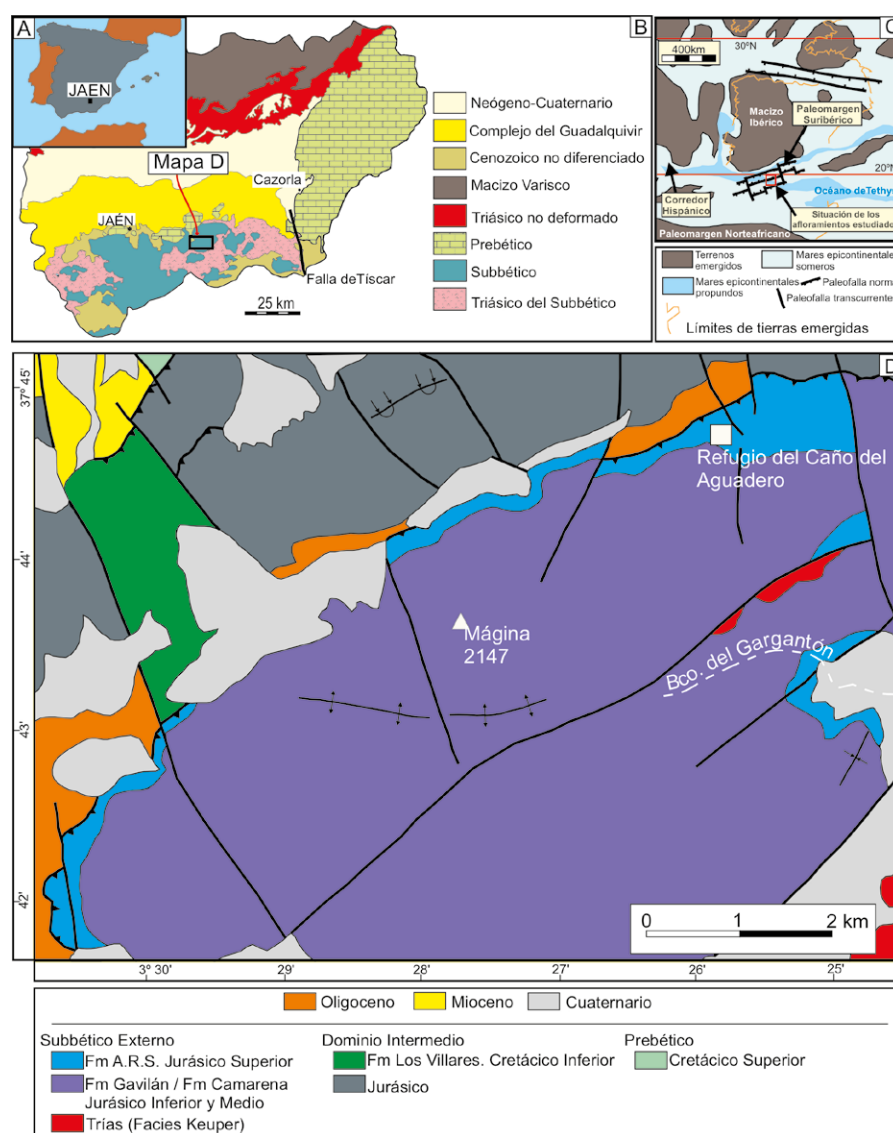


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados. A: Situación de Jaén en la península Ibérica. B: Esquema geológico simplificado de la provincia de Jaén, con la situación del mapa de la figura D. C: Reconstrucción paleogeográfica del Tethys occidental durante el Jurásico Inferior (ligeramente modificado de Nieto *et al.*, 2024). D: Esquema geológico obtenido de Alvaro *et al.* (1991). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographical and geological location of the studied outcrops. A: Location of Jaén in the Iberian Peninsula. B: Simplified geological scheme of the province of Jaén, indicating the location of the map in figure D. C: Palaeogeographical reconstruction of the westernmost Tethys during the Early Jurassic (slightly modified from Nieto *et al.*, 2024). D: Geological sketch taken from Alvaro *et al.* (1991). See color figure in the web.

algún metro de espesor o alcanzar más de 25 m de potencia en una facies de carácter condensado cuyo depósito estuvo controlado por la paleotopografía irregular y las etapas de erosión sinsedimentaria.

Las fracturas referidas anteriormente se organizan en dos sistemas principales: uno de dirección aproximada E-O (N 80° E) y otro de dirección aproximada N-S (N 10° O) (Fig. 1D). Estas fracturas habrían actuado entre el Bathoniense medio, edad del techo de la Fm Camarena, y el Calloviense, edad de los materiales más antiguos que rellenan algunas cavidades kársticas. No obstante, podrían ser fracturas previas, fosilizadas por el depósito

de la Fm Camarena, que se reactivarían en el citado intervalo de tiempo. De acuerdo con la cartografía geológica (Fig. 1D), el sistema de dirección E-O queda afectado por el N-S. Se pueden tomar estos desplazamientos como indicativos de un orden genético, aunque estas fracturas pudieron actuar posteriormente, durante la estructuración definitiva de la cordillera.

Análisis de facies

Formación Camarena

Son calizas oolíticas y peloidales depositadas en plataformas someras aisla-

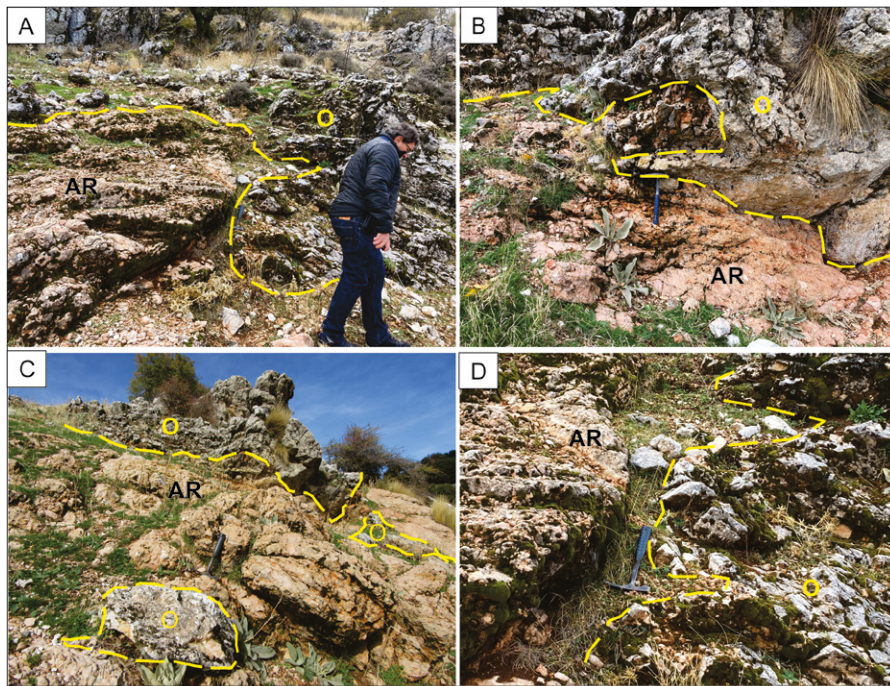


Fig. 2.- Detalles de campo de los afloramientos estudiados. A, B, C, D: Morfología irregular del contacto entre las calizas oolíticas (O) del Jurásico Medio y las calizas nodulosas rojas (AR) con facies ammonitico rosso (Jurásico Superior). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Field details of the studied outcrops. A, B, C, D: Irregular morphology of the contact between Middle Jurassic oolitic limestones (O) and red nodular limestones (AR) with ammonitico rosso facies (Upper Jurassic). See color figure in the web.

das. Texturalmente son: 1) *Grainstone* de peloides, con algún filamento (Fig. 3A). 2) *Grainstone* oolíticos (Fig. 3B).

Formación Ammonitico Rosso Superior

Facies depositadas en una plataforma carbonatada pelágica. Sus microfacies son: 1) *Wackestone-packstone* de filamentos (Fig. 3C). Además de los filamentos hay peloides, ostrácodos, foraminíferos, *Saccocoma* y otros bioclastos. Localmente aparecen *grainstone* de filamentos, auténticas lumaquelas, con más del 90% de filamentos que son bivalvos del género *Bositra*. Se acumularon en grandes cantidades por corrientes debido a su comportamiento hidrodinámico (Molina *et al.*, 2018).

2) *Wackestone* de *Saccocoma* (Fig. 3D), con peloides, filamentos y otros bioclastos. En algunas secciones se observan llamativas superficies de discontinuidad erosiva donde facies de *grainstone* de filamentos se superponen a facies de *wackestone* de *Saccocoma* (Fig. 3E). Estas microfacies en áreas próximas al contacto con las calizas oolíticas tienen un aspecto brechoide con clastos rodeados por una matriz de color rojizo con abundantes óxidos de hierro y cristales de dolomita (Fig. 3F).

Interpretación

La abundancia de paleofracturas en la Unidad de Mágina concuerda con su posición paleogeográfica en el margen septentrional de la plataforma aislada formada durante el Jurásico. Las variaciones de espesor en la Fm Ammonitico Rosso Superior y la emersión de bloques que generaron las fracturas sugieren movimientos rotacionales de los mismos a favor de **fallas lístricas**. Durante el intervalo de tiempo, de amplitud variable, que abarca la laguna estratigráfica del techo de la Fm Camarena, este margen fue erosionado y karstificado, lo que indica que actuó como un margen *bypass* (McIlreath y James, 1984). Además de las **fallas lístricas escalonadas** que buzaban hacia el N, también existieron pequeñas fallas antitéticas. A medida que se avanza hacia el N, la profundidad aumentaba debido al hundimiento asociado a las fallas principales, pasando progresivamente hacia el surco del Dominio Intermedio, situado al N de esta plataforma.

Las cavidades y morfologías kársticas se originaron durante etapas de exposición subaérea en las partes más elevadas de secuencias carbonatadas de aguas someras con paleoescarpes submarinos propios de márgenes generados por mecanismos de *rifting* durante el Jurásico en el Tethys occidental. Estos márgenes bordeaban las

plataformas aisladas. Las discontinuidades estratigráficas asociadas a este paleokarst están relacionadas con dos eventos tectónicos acaecidos en el Paleomargen Suribérico, uno ya citado anteriormente durante el Bathoniense superior-Calloviense inferior y otro intra-Kimmeridgiense (Vera *et al.*, 1988; Molina *et al.*, 1999). Estas fases tectónicas extensionales conllevaron el basculamiento de bloques y el levantamiento local relacionado con las fallas lístricas, que generaron emersiones parciales y temporales de los bloques, formando islas carbonatadas que quedaron sometidas a karstificación. Algunas morfologías kársticas podrían ser **grandes cavidades de disolución**, llamadas **cuevas de margen de flanco** (Mylroie y Carew, 1995) originadas por la mezcla de agua dulce y marina, o en relación con sistemas de fracturas. Los cambios en el nivel del mar complican el registro de la karstificación en islas carbonatadas, con múltiples episodios de condiciones vadosas, freáticas de agua dulce, de zona de mezcla y freática marina. Algunas morfologías kársticas podrían ser rasgos submarinos con modelos de circulación de agua subterránea dentro de márgenes continentales, como los descritos por Land y Paull (2000).

El hundimiento de la plataforma, relacionado con fallas lístricas y ascenso relativo del nivel del mar, fue precedido por una fase de emersión y karstificación. En algunos lugares, una fase prolongada de erosión en el medio pelágico, relacionada con corrientes, redujo la sedimentación y erosionó el fondo marino. La erosión submarina pudo haber borrado el registro de fases de exposición subaérea. La superficie erosiva submarina sería una superficie de discontinuidad debida a *bypass* de sedimento en el contexto pelágico. Las diferencias en la estratigrafía de los sedimentos que cubren la discontinuidad resultan del balance entre depósito y erosión. La edad de las primeras pelagitas sobre la superficie de discontinuidad varía según el lugar. Las partes más altas del fondo marino irregular fueron más afectadas por corrientes que erosionaron sedimentos o impidieron su acumulación durante periodos más largos que en las partes inferiores. El basculamiento rápido de bloques de más de 2 a 5° es otra causa de la falta o escasez de depósitos en ambientes con facies ammonitico rosso. El fango carbonatado no se acumularía en pendientes de más de 2° a 5° de inclinación (Santantonio *et al.*, 1996).

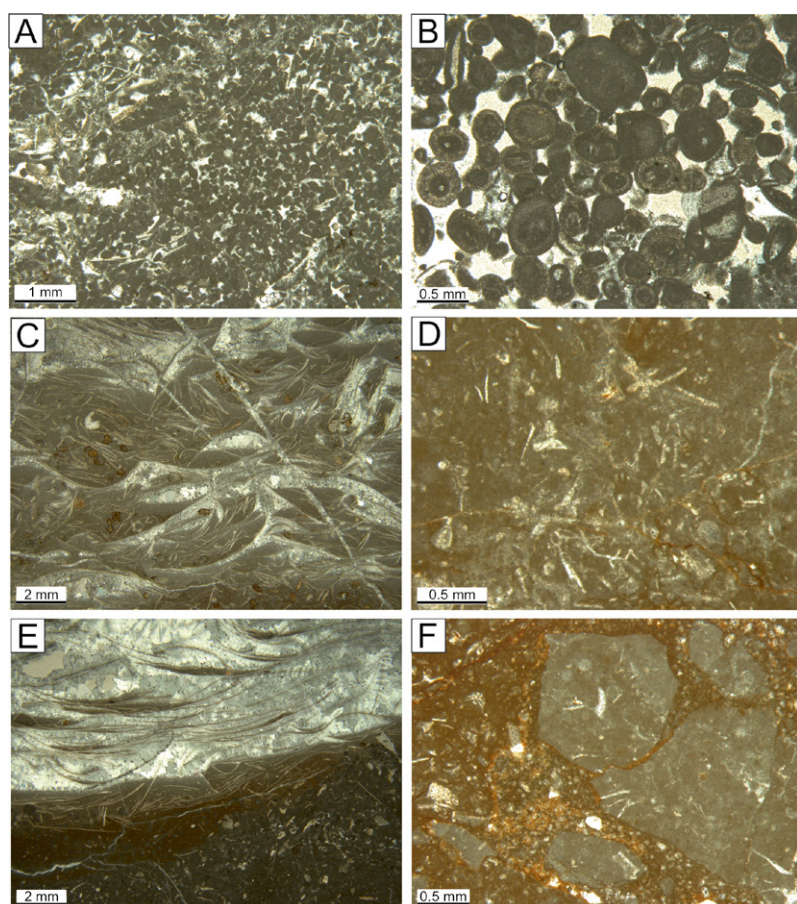


Fig. 3.- Ejemplos de microfacies. A: Grainstone de peloides con algunos filamentos (Fm Camarena). **B:** Grainstone oolítica (Fm Camarena). **C:** Packstone-wackestone de "filamentos" (Fm Ammonítico Rosso Superior). **D:** Wackestone de Saccocoma (Fm Ammonítico Rosso Superior). **E:** Contacto erosivo entre facies de wackestone de bioclastos (Saccocoma con filamentos) en la parte inferior y grainstone de "filamentos" en la parte superior (Fm Ammonítico Rosso Superior). **F:** Clastos de wackestone de Saccocoma rodeados por una matriz arcillosa rojiza con óxidos de hierro y cristales de dolomita interpretados como microbrechas y brechas kársticas relacionadas con el paleokarst (Fm Ammonítico Rosso Superior). Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Examples of microfacies. A: Peloidal grainstone with some "filaments" (Camarena Fm). *B:* Oolitic grainstone (Camarena Fm). *C:* Packstone-wackestone of "filaments" (Upper Ammonitico Rosso Fm). *D:* Saccocoma wackestone (Upper Ammonitico Rosso Fm). *E:* Erosive boundary between lower bioclastic wackestone facies (Saccocoma with "filaments") in the lower part and "filament" grainstone in the upper part (Upper Ammonitico Rosso Fm). *F:* Saccocoma wackestone clasts surrounded by a reddish clayey matrix with iron oxides and dolomite crystals interpreted as paleokarst-related microbreccias and breccias (Upper Ammonitico Rosso Fm). See color figure in the web.

Conclusiones

Una plataforma carbonatada aislada se originó a partir del *rifting* Jurásico del Pliensbachiense en el Paleomargen Suribérico. Después de la emersión relacionada con la tectónica y el cambio del nivel relativo del mar, y la karstificación de esta plataforma, este umbral fue inundado y comenzó la sedimentación de calizas pelágicas con muy baja tasa de sedimentación en los altos estructurales karstificados, formando sucesiones condensadas poco potentes de facies ammonítico rosso. Las características de este paleokarst jurásico asociado con una plataforma carbonatada inundada aislada en el margen de *rift* del Paleomargen Suribérico se estudian por primera vez en

este sector del Subbético Externo en el Parque Natural de Sierra Mágina.

Contribución de los autores

Molina y Nieto: por igual en todos los aspectos del trabajo.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el Grupo de Investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía. Agradecemos la revisión crítica por parte de los profesores Fernández Mendiola y Martín Chivelet.

Al Profesor Juan Antonio Vera *in memoriam*.

Referencias

- Alvaro, M., Hernández-Samaniego, A., Del Olmo, P. y Soler, M. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 948 (Torres) y memoria*. ITGE, Madrid, 71 p.
- Bice, D.M. y Stewart, K.G. (1986). En: *Carbonate platforms. Facies, sequences and evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, J.F. Crevello, J.F. Sarg y J.F. Read, Eds.). Special Publications IAS, Oxford, 9, 145-168. <https://doi.org/10.1002/9781444303834.ch6>
- Ford, D. y Williams, P. (2007). *Karst Hydrology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, England, 562 p.
- Land, L.A. y Paull, C.K. (2000). *Geo-Marine Letters* 20, 123-132.
- McIlreath, I.A. y James, N.P. (1984). En: *Facies Models, 2nd ed.* (R.G. Walker, Ed.), Geoscience Canada, Toronto, 245-258.
- Molina, J.M. (2000). En: *Programa Internacional de Correlación Geológica: Desarrollo y perspectivas en España*. (M.A. Lamolda, Ed.). Temas Geológico-Mineros 30, ITGE, Madrid, 133-139.
- Molina, J.M., Reolid, M. y Mattioli, E. (2018). *Facies* 64, 19. <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0532-5>
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1995). *Sedimentology* 42, 957-969.
- Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1999). *Sedimentary Geology* 129, 71-84.
- Mylroie, J.E. y Carew, J.L. (1995). En: *Unconformities and porosity in carbonate strata* (D.A. Budd, A.H. Saller y P.M. Harris, Eds.). Memoir AAPG, Tulsa, 63, 55-76.
- Nieto, L.M., Ayadi, C., Fraguas, A., Molina, J.M. y Reolid, M. (2024). *Journal of Iberian Geology* 50, 503-528. <https://doi.org/10.1007/s41513-024-00254-w>
- Pirazzoli, P.A. (1986). En: *Sea-level Research: a manual for the collection and evaluation of data* (O. van de Plassche, Ed.), GeoBooks, Norwich, 361-400.
- Santantonio, M., Galluzzo, F. y Gill, G. (1996). *Palaeopelagos* 6, 123-169.
- Santantonio, M., Innamorati, G., Cipriani, A., Antonelli, M. y Fabbri, S. (2024). *Journal of Iberian Geology* 50, 252-268. <https://doi.org/10.1007/s41513-024-00243-z>
- Trenhaile, A.S. (2015). *Earth-Science Reviews* 150, 285-304. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.003>
- Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988). En: *Paleokarst* (N.P. James y Choquette, P.W., Eds.). Springer, New York, 364-384.
- Wright, V.P. y Smart, P.L. (1994). En: *Dia-genesis IV* (K.H. Wolf y G.V. Chilingarian, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 477-517.

Cuerpos de arena tamizada desarrollados en un contexto aluvial durante el episodio de la DANA del 29 de octubre de 2024 en la Rambla Castellarda (Llíria, València)

Sieved sand bodies developed in an alluvial context during the episode of cold drop (DANA) on October 29, 2024 in the Rambla Castellarda (Llíria, Valencia, Spain)

Carlos de Santisteban Bové

Departament de Botànica i Geologia. Universitat de València. Dr. Moliner, 50, 46001 – Burjassot (València).
carlos.santisteban@uv.es

ABSTRACT

The Rambla Castellarda is an incised channel that contains an active alluvial system whose functionality as a means of transport and sedimentation is mainly associated with seasonal rainfall produced by cold drop episodes (DANA). At various points in the last 10 kilometers of the rambla there are several abandoned gravel pits that act as sediment traps temporarily retaining flood waters. In these areas, small alluvial fans of gravel and pebbles develop. These fans do not have sand on the surface but rather sand constitutes the bulk of the matrix that has been infiltrated by sieve processes. During the cold drop (DANA) of October 29, 2024 a sand strip developed in the distal part of these fans formed by a set of small bodies located at the foot of the distal gravel sieve lobes. These bodies are formed by fine and very fine sand, and are in relation to the decrease in the water level in the flood zone. Its origin is in the sieving of the finest fraction of the matrix of alluvial deposits during the drainage of a temporary aquifer located in the gravel of the alluvial fans.

Key-words: Sand delta, alluvial fan, sieve processes, Rambla Castellarda, València.

RESUMEN

La Rambla Castellarda es un cauce encajado que contiene un sistema aluvial activo cuya funcionalidad como medio de transporte y sedimentación está asociada principalmente a las lluvias estacionales producidas por episodios de Depresiones Aisladas en Niveles Altos (DANA). En distintos puntos de los últimos 10 kilómetros del curso de la rambla existen pequeñas depresiones que ocupan antiguas graveras en las que se encharca el agua durante las avenidas y actúan como trampas sedimentarias. En ellas se desarrollan abanicos aluviales de cantos y grava. Estos abanicos no presentan arena en superficie ya que esta constituye la mayor parte de la matriz del depósito infiltrada por procesos de tamiz. Durante la DANA del 29 de octubre de 2024 se desarrolló en la parte distal de estos abanicos una orla de arena formada por un conjunto de pequeños cuerpos de arena tamizada. Están formados por arena fina y muy fina, y se hallan en relación con el descenso del nivel del agua en la zona de encharcamiento. Su origen se atribuye al tamizado de la fracción más fina de la matriz durante el drenaje de un acuífero temporal emplazado en las gravas de los abanicos aluviales.

Palabras clave: Delta de arena, abanico aluvial, procesos de tamiz, Rambla Castellarda, València.

Geogaceta, 78 (2025), 11-14
<https://doi.org/10.55407/geogaceta113672>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2025
Fecha de revisión: 24/04/2025
Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

El proceso de tamiz consiste en el filtrado de agua y de la fracción detrítica fina acarreada como carga de fondo por una corriente en el medio aluvial. Este filtrado está favorecido por la alta porosidad inicial del depósito formado que queda libre de matriz en superficie. La idea de la generación de depósitos de tamiz fue propuesta por Hooke (1967) quien interpretó la estructura de depósitos aluviales actuales comparándola con la formada en modelos de experimentación. El tipo de cuerpo sedimentario al que se le ha atribuido más comúnmente este proceso son los lóbulos distales de abanico aluvial; sin embargo, McGowen (1971) considera que en zonas áridas el

proceso de tamiz está generalmente confinado a la zona de ápice favorecido por la alta porosidad del depósito.

Hay autores como (Blair y McPherson, 1992) que han rechazado el concepto del proceso de tamiz, al estar fundamentado en la interpretación del registro sedimentario sin una evidencia actualística, cuando hay otros como Milana (2010) y Novak et al. (2023) que han probado que se trata de un mecanismo de depósito activo. Según Milana (2010) llega a ser tan importante que en algunos casos hay abanicos aluviales contruidos completamente mediante este mecanismo de tamiz.

Un modelo actual que ilustra la importancia del proceso de tamiz y que afecta a gran parte del volumen de los

materiales aluviales lo podemos observar en varios pequeños abanicos situados a lo largo de la Rambla Castellarda, afluente del Turia, en la provincia de Valencia (Santisteban y Ramos, 2024). El trabajo citado describe la formación de lóbulos de gravas desarrollados en la franja terminal de abanicos aluviales en contacto con una zona de encharcamiento temporal. Se da la paradoja de que a pesar de que la corriente inicial que origina estos abanicos transporta todo tipo de granulometrías, desde bloques métricos hasta arcilla, no hay presencia de arena en superficie. Además, se forma una orla distal de arena frente al conjunto de lóbulos que indicaría una zona de pérdida gradual de competencia para el transporte de la fracción fina. Sin embargo, volumé-

tricamente, la arena y los gránulos constituyen una componente importante de la matriz del depósito de gravas bajo la superficie.

Estos abanicos aluviales de la Rambla Castellarda son activos solamente durante episodios estacionales de DANA (Depresión Aislada en Niveles Altos) que inciden en su desarrollo desde unas pocas horas hasta dos días. Cada episodio termina con la formación en la rambla de una laguna temporal en la rambla conectada a un acuífero emplazado en los depósitos aluviales. El sistema hidrológico generado es funcional durante un máximo de 15 días durante el cual la laguna se va secando formando un barreal que deposita limo y arcilla por decantación. En este contexto y en relación con el descenso pautado del nivel del agua, en la laguna se desarrollan pequeños cuerpos de arena por un segundo proceso de tamizado de la fracción más fina de la matriz contenida en las gravas. Estos deltas están alimentados por el flujo del agua del acuífero emplazado en los depósitos aluviales y son posteriores en el tiempo a los lóbulos de grava y a los limos y arcillas palustres.

El presente trabajo consiste en la identificación, descripción y análisis de la dinámica de formación de deltas de arena de tamiz en un contexto aluvial, con ejemplos desarrollados durante el episodio de la DANA del 29 de octubre de 2024.

Situación y características del área de estudio

El área de estudio está situada en el sector suroriental de la Cordillera Ibérica en el dominio de la Rama Castellana que caracteriza los rasgos geológicos de la mitad norte de la provincia de Valencia.

Los ejemplos que aquí se exponen se hallan en la Rambla Castellarda, en el término de Lliria, en el tramo comprendido entre la localidad de Domeño (Camí de Borrasca) y su desembocadura en el río Turia (Caseta dels Alonsos) (Figura 1).

La Rambla Castellarda es el segundo afluente por el margen izquierdo del Turia. Tiene su cabecera en las Peñas de Dios (Higueruelas) a 1161 m de altura y desemboca en el Turia a una cota de 131 m, con un recorrido de cerca de 40 km. Su orientación general es NNW-SSE. Su tributario más importante es la Rambla de Artaj que nace en la Sierra de Andilla.

La Rambla Castellarda constituye un cauce encajado que en su recorrido atraviesa materiales del Jurásico, Cretácico y Pleistoceno Superior. En ella está instalado un sistema aluvial confinado activo caracterizado por barras de cantos y gravas de configuración romboidal en planta delimitadas por canales trenzados. Se halla en una zona con una pendiente media de 2,5% y un régimen pluviométrico de 450 mm anuales con importantes fluctuaciones estacionales.

Ello le confiere un régimen hidráulico con alta capacidad de transporte de todo tipo de tamaño de partículas detríticas, desde grandes bloques métricos hasta limo y arcilla.

En la zona de estudio, que abarca el tramo final de la rambla a lo largo de 6 kilómetros, se efectuó en el pasado una importante actividad extractiva de áridos que profundizó y ensanchó el cauce. Posteriormente estas graveras fueron abandonadas y se iniciaron nuevas explotaciones a los dos lados de la rambla ya en materiales del Pleistoceno Superior. Con el tiempo las graveras abandonadas se han convertido en pequeñas cuencas que retienen gran parte del sedimento grueso, llegándose a formar, caso de la DANA del 29 de octubre de 2024, un relleno de hasta 2 metros de espesor de gravas en pocas horas.

Dinámica aluvial en la Rambla Castellarda

En varias de estas graveras abandonadas se han formado, a lo largo del tiempo, pequeños abanicos aluviales de bajo relieve que están siendo analizados desde el año 2017. Son sistemas sedimentarios de hasta 300 metros de longitud y pendientes de 2%. Durante un temporal de levante asociado a una DANA estos abanicos pueden avanzar hasta un máximo de 50 metros.

Durante una avenida aluvial el mecanismo de transporte más común que accede a estas pequeñas cuencas suele ser un *debris-flow*, que tiene capacidad de erosión, y abandona en los primeros 100 metros de recorrido la fracción megabloque y bloque. La corriente continúa expandiéndose como una inundación en lámina que deposita los cantos y la grava a la vez que la fracción fina de la carga en el modo de tracción (gránulos y arena). Posteriormente, esta fracción fina se infiltra por la porosidad.

Además, estas zonas de antiguas graveras se encharcan temporalmente permitiendo la decantación de una parte importante de la fracción fina que es transportada en suspensión (limo y arcilla) generando un fluido denso. En estas lagunas y en el borde de los abanicos, este fluido, con las características de un gel, frena la corriente condicionando la separación del flujo y la pérdida de competencia para el transporte de la carga en tracción, desarrollándose sistemas de lóbulos terminales de tamiz (Santisteban y Ramos, 2024).

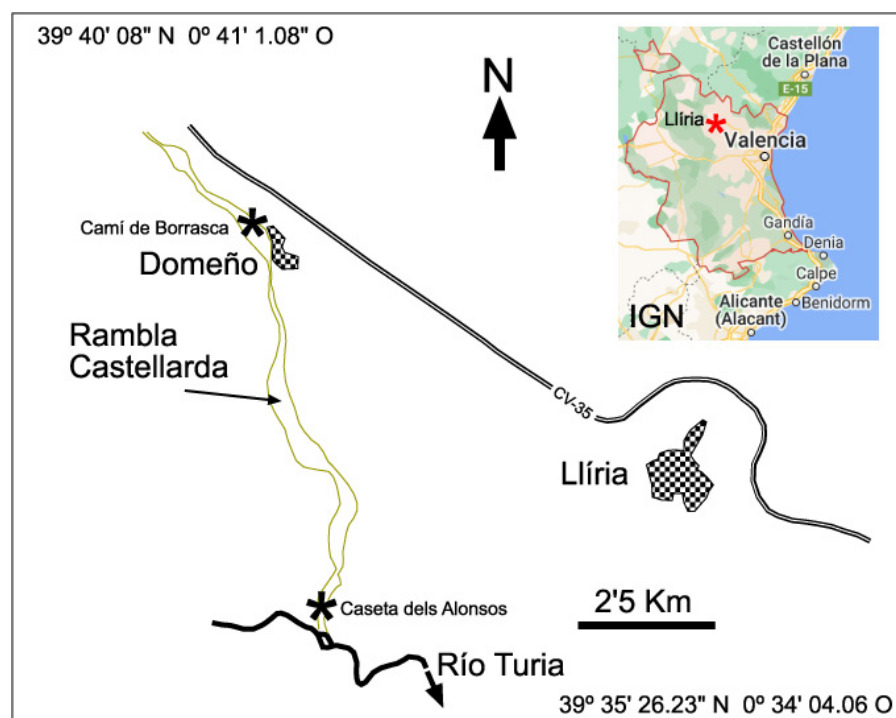


Fig. 1.- Situación de la zona de estudio. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Location of study area. See color figure in the online version.

Deltas de arena

La Inundación provocada por la DANA del 29 de octubre de 2024 elevó hasta tres metros el nivel de encharcamiento y mantuvo un acuífero temporal en los depósitos de la rambla que fue drenando lentamente durante dos semanas. Conforme descendía el nivel del agua en la laguna temporal, se produjo un flujo de infiltración en los depósitos de grava que conllevó a un nuevo tamizado de la fracción fina de la arena contenida en la matriz (Figura 2), desarrollando al pie de los lóbulos terminales un sistema de cuerpos de arena de pequeño tamaño (Figura 3).



Fig. 2.- Proceso incipiente de drenaje de arena al pie del talud frontal de un lóbulo de tamiz. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Incipient sand drainage process at the foot of a sieve lobe front slope. See color figure in the online version.

Estos deltas están formados por arena de granos de cuarzo, de tamaños fino a muy fino con una excelente granoclasificación. Constituyen cuerpos con formas variables en planta desde casi circular, a romboidal, triangular o sinuosa alargada. Pueden estar compuestos por una plataforma horizontal superior terminada en taludes laterales (Figura 3) o consistir en cuerpos con una pendiente superior en rampa. Sus dimensiones varían de 1 a 15 metros máximo de proximal a distal y una anchura 1 a 5 m. Estos cuerpos se de-

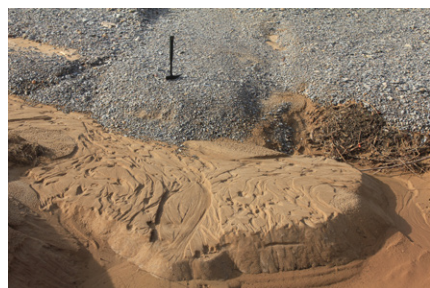


Fig. 3.- Delta de arena en el frente de un conjunto de lóbulos terminales de tamiz. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Sand delta in the front of a set of terminal sieve lobes. See color figure in the online version.

sarrollan sobre los limos y arcillas distales del abanico aluvial, formados en la zona de encharcamiento, y se adaptan a la configuración frontal del conjunto de los depósitos de lóbulos de grava. Con respecto a los limos y las gravas son unidades de formación claramente posteriores.

Internamente presentan una estratificación cruzada planar de bajo ángulo ($\sim 15^\circ$) de un espesor decimétrico y conteniendo láminas planares subhorizontales, sigmoidales o cruzadas con una inclinación en el límite de estabilidad de



Fig. 4.- Laminación cruzada en una unidad de estratificación de un cuerpo de arena. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Cross-lamination in a stratification unit of a sand body. See color figure in the online version.

la arena húmeda ($\sim 35^\circ$) (Figura 4).

Estos deltas pueden presentarse bien aislados o constituir una agrupación de cuerpos solapados lateralmente en forma de banda de arena continua en el frente del abanico aluvial. También hay agrupaciones de deltas en disposición escalonada descendente en relación con la posición de la superficie de la zona de encharcamiento durante su desecación.

Consideraciones

A diferencia de los otros depósitos de este sistema formado por los mate-

riales aluviales (bloques, cantos, grava y arena) y los palustres (limo y arcilla), que se depositan durante la fase activa de un episodio de avenida, las arenas deltaicas son posteriores. No implican un aporte nuevo de sedimento al sistema ni están en relación con los mecanismos de transporte que generan los abanicos aluviales. Su formación es a expensas de una fracción de la matriz arenosa existente entre las gravas. Esto implica que ha pasado por dos procesos de tamizado, el primero, a partir de la carga de arena y gránulos transportada por el flujo de inundación en lámina, y el segundo, por el drenaje de un acuífero residente temporal en los depósitos aluviales. A este doble proceso de tamiz debe su excelente granoclasificación y tamaño de grano arena fina a muy fina (Figura 5).

A pesar de que los cuerpos de arena se generan en un momento en el que los abanicos aluviales pierden su dinámica sedimentaria y quedan expuestos subaéreamente por largos períodos de tiempo, tienen potencial de preservación en el registro fósil. Comúnmente, se mantiene una banda de arena intermedia entre las gravas y los limos, que puede erróneamente ser interpretada como un producto sedimentario gradado resultado de la deceleración de la corriente de inundación en lámina durante la actividad del abanico aluvial.

El reconocimiento de que su gradación granulométrica obedece a dos procesos de tamizado cada uno de ellos por mecanismos distintos y separados en el tiempo nos permite interpretar la existencia de mantos de arena que recubren parcialmente el techo de algunos de los lóbulos de tamiz (Figura 6).

Se desarrollan en zonas del frente del abanico aluvial inactivas por la migración

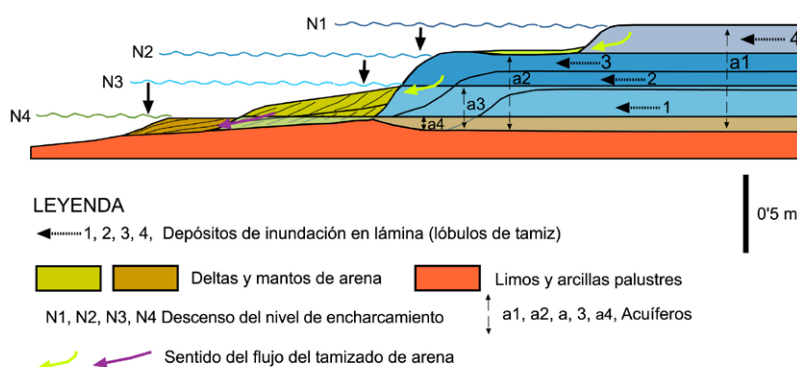


Fig. 5.- Formación de cuerpos de arena en relación con el drenaje de acuíferos durante la desecación de una laguna temporal. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- Formation of sand bodies in relation to aquifer drainage during the drying up of a temporary lagoon. See color figure in the online version.



Fig. 6.- Drenaje de arena en forma de manto a partir de la matriz de una capa superficial de gravas. El flujo de agua ha generado un conjunto de marcas de obstáculo tipo crescent alrededor de algunas de las partículas de grava. Ver figura en color en la web.

Fig. 6.- Sand drainage in mantle form from the matrix of a surface layer of gravel. The water flow has generated a set crescent marks around some of the gravel particles. See color figure in the online version.

lateral del sistema principal de canales aluviales. Aquí, el mecanismo de drenaje es semejante al de los deltas de arena a excepción de que apenas hay espacio de acomodación para originar un cuerpo deltaico con mayor volumen. (Figura 7).

Conclusiones

Durante la DANA del 29 de octubre de 2024 formaron un conjunto de pequeños cuerpos de arena en la zona de franja terminal de varios abanicos aluviales que se desarrollan en antiguas graveras de la Rambla Castellarda (València).

Estos cuerpos de arena se hallan en la zona litoral de lagunas que ocupan temporalmente parte de las depresiones de las graveras, al pie de los lóbulos de tamiz de abanicos aluviales.



Fig. 7.- Mantos de arena en relación con dos lóbulos de grava en posición escalonada. Ver figura en color en la web.

Fig. 7.- Sand mantles in relation to two gravel lobes in stepped position. See color figure in the online version.

Su posición intermedia entre las gravas de los lóbulos de tamiz y los limos y arcillas palustres no implica que tengan alguna relación con los mecanismos de transporte activos durante la fase de avenida aluvial. Se generan posteriormente a ambos debido al tamizado de la matriz de arena de los sedimentos de gravas a causa del drenaje de un acuífero temporal alojado en los depósitos aluviales durante la desecación de la zona de encharcamiento.

A pesar de que son deltas de arena fina y muy fina y de estar potencialmente sujetos a deflación eólica tienen potencial de preservación en el registro sedimentario y llegan a conservar su estructura interna con laminación cruzada.

Agradecimientos

Se agradece a Marc Gil Ortiz, Fernando García García y Ana Rosa Soria, la revisión de editorial y técnica del manuscrito.

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Referencias

- Blair, T.C. y McPherson, J.H. (1992). *Geological Society of America Bulletin*, 104, 762-769.
[http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104%3C0762:TTAF%3E2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104%3C0762:TTAF%3E2.3.CO;2)
- Hooke, R.L. (1967). *Journal of Geology*, 75(4), 438-460.
<https://doi.org/10.1086/627271>
- McGowen, J.H. (1971). *American Association of Petroleum Geologists*. 55(1), 155.
<http://dx.doi.org/10.1306/5D25CE03-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Milana, J.P. (2010). *Geology*, 38(3), 207-210.
<https://doi.org/10.1130/G30504.1>
- Novak, A., Vrabec, M., Popit, T., Vižintin, G. y Šmuc, A. (2023). *Earth Surface Processes and Landforms*, 48(3), 647-664.
<https://doi.org/10.1002/esp.5508>
- Santisteban Bové C. de y Ramos, A. (2024). *Geogaceta*, 76, 7-10.
<https://doi.org/10-1002/eso.5508>

Caracterización isotópica de las lagunas de Cañada del Hoyo (Cuenca)

Isotopic characterization of the Cañada del Hoyo Lakes (Cuenca)

Marcel-Saïd Galofré Penacho^{1*}, Inés de la Parra Muñoz², Antonio Delgado Huertas¹, Paz Errea², Miguel Ángel Marazuela Calvo³ y Blas Lorenzo Valero Garcés²

¹ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT-CSIC). Av. de las Palmeras 4, 18100 Armilla. (*)

marcel.galofre@csic.es, antonio.delgado@csic.es

² Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Av. de Montañana 1005, 50059 Zaragoza.

ines@ipe.csic.es, paz@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC). C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

ma.marazuela@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

We evaluate aquifer connectivity and lake dynamics using the chemical and isotopic signatures of the waters from lakes, springs, wells, and the Guadazaón River from the Cañada del Hoyo Lake Complex (Cuenca). The lakes are associated with Cretaceous aquifers that are hydrogeologically disconnected from Jurassic and Cenozoic materials. Besides, differences in the chemical and isotopic composition of spring waters suggest that the recharge of the Jurassic aquifer does not affect the Cañada del Hoyo Lakes. Evaporation and calcite precipitation are key processes in the hydrochemical evolution of the lakes. Isotopic values from the springs indicate a rapid recharge without significant evaporation processes. Springs with high nitrate concentrations are associated with minor aquifers influenced by local agricultural activity. This study confirms the main recharge of the Cañada del Hoyo Lake Complex are the Cretaceous aquifers and that the hydrological differences among the lakes depend on localized aquifers individualized by marly lithologies.

Key-words: Limnology, Hydrochemistry, Stable Isotopes.

RESUMEN

El análisis químico e isotópico de las aguas de las lagunas, fuentes, pozos y el río Guadazaón en Cañada del Hoyo (Cuenca) permite evaluar la conectividad de los acuíferos y la dinámica hidrológica de las lagunas. Las lagunas están asociadas a acuíferos cretácicos que están desconectados hidrogeológicamente de los materiales jurásicos y cenozoicos. Las diferencias en la composición química e isotópica de las aguas de fuentes sugieren que la recarga del acuífero jurásico no afecta a las Lagunas de la Cañada del Hoyo. La evaporación y la precipitación de calcita son procesos claves en la evolución hidroquímica de las lagunas. Los valores isotópicos de los manantiales indican una recarga rápida sin procesos importantes de evaporación. Algunos manantiales con elevada concentración de nitratos se asocian a acuíferos menores, influenciados por la actividad agrícola local. Este estudio confirma que la recarga principal del sistema está asociada a los acuíferos cretácicos. Las lagunas están más influenciadas por acuíferos locales, que llegan a estar individualizados debido a la presencia de litologías impermeables (margas), de la recarga principal en los acuíferos cretácicos.

Palabras clave: Limnología, Hidroquímica, Isótopos Estables.

Geogaceta, 78 (2025), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113675>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Las Torcas de Cañada del Hoyo (Figura 1) se sitúan al este de la provincia de Cuenca, dentro del dominio occidental de la Serranía de Cuenca (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). Este complejo lagunar se desarrolla en un polje abierto que ha capturado algunas depresiones y que finalmente fue disectado por el río Guadazaón (Gutiérrez-Elorza y Valverde, 1994). Las depresiones aparecen en las formaciones carbonatadas del Cretácico Superior - que alcanza un espesor regional de 300 a 370 metros (del Olmo y Álvaro, 1989; Martínez-Parra, 2014) - y su desarrollo ha sido favorecido por las alineaciones tectónicas de dirección NO-SE.

El complejo incluye siete lagunas con agua en la margen derecha del Guadazaón. La hidrología regional fue estudiada por el IGME y la CHJ en las décadas de los 80-90 del siglo pasado (IGME, 1980; 1982; IGME-CHJ, 1992) y ha sido actualizada recientemente (Martínez-Parra, 2014, 2020). El principal acuífero está compuesto por las formaciones del Cretácico Superior (Campaniense y Turoniense, con una potencia máxima de 255 m) y acuíferos secundarios se localizan en las facies tabeadas del Cenomaniense (aproximadamente 100 m de potencia) (Del Olmo y Álvaro, 1989; Martínez-Parra, 2020). De acuerdo con este modelo hidrogeológico (Martínez-Parra, 2014, 2020) el acuífero cretácico que alimenta las Torcas de Ca-

ñada del Hoyo es de tipo multicapa con una limitada conexión vertical y separado por umbrales hidrogeológicos que limitan la conexión hidrológica con los materiales jurásicos y terciarios. Las intercalaciones de margas verdes en la base del Cenomaniense y de las materiales detríticos de las Fm. Utrillas y facies Weald en el Cretácico Inferior funcionan como niveles impermeables basales. Las Lagunas de La Cruz, El Tejo, Lagunillo del Tejo y La Parra se emplazan en carbonatos del Cenomaniense, con el nivel impermeable basal de las margas del Cenomaniense (Barreiro-Lostres et al., 2013; Barreiro-Lostres et al., 2017; Martínez-Parra, 2020). En las lagunas de Cardenillas, Tortugas y La Llana, las areniscas, arcillas y margas de la base

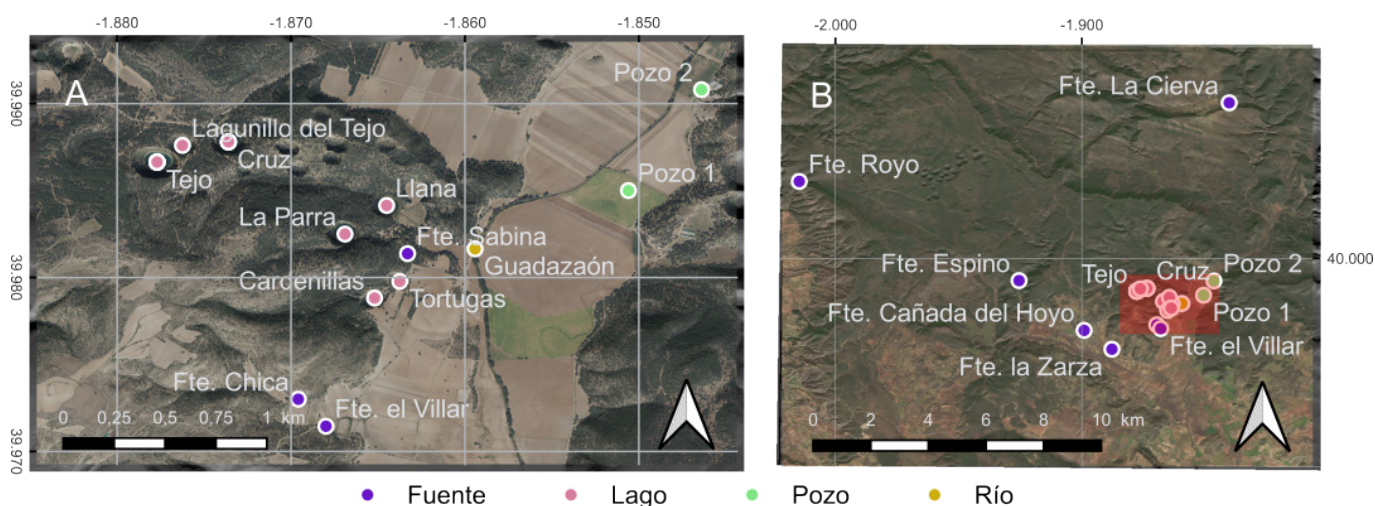


Fig. 1.- Mapa de la zona de estudio mostrando la ubicación de los puntos de muestreo. A) Detalle del complejo lagunar de Cañada del Hoyo. B) Vista general con todos los puntos muestreados. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Map of the study area showing the location of sampling points. A) Detail of the Cañada del Hoyo lagoon complex. B) General view with all sampled points. See color figure in the web.

del Cenomaniense y la Fm. Utrillas actúan como niveles de base. La zona de recarga de las lagunas se ha situado en las formaciones jurásicas situadas unos 20 km al norte en las Torcas, en la zona denominada Tierra Muerta (Carmona y Bitzer, 2001). Sin embargo, el modelo hidrogeológico de Martínez-Parra (2014, 2020) considera que no hay conexión entre ambas zonas y la recarga de las Torcas se produce en el acuífero cretácico cercano a las mismas.

En esta contribución se resumen los resultados de un muestreo estacional realizado en 2022 - 2023 que incluye caracterización química e isotópica de las aguas de las lagunas, surgencias y pozos. Las características de la composición isotópica de las aguas apoya el modelo hidrogeológico multicapa y la recarga directa en materiales cretácicos.

Metodología

Se realizó una monitorización anual en cuatro campañas en diciembre de 2022, y en marzo, junio y septiembre de 2023. En todas ellas se muestrearon las siete lagunas del complejo, nueve manantiales, dos pozos, una zona encharcada cercana a la surgencia de la Cierva (Tragaderos) y el río Guadazaón. En todos los puntos se tomó una muestra de un litro de agua para determinar la composición de aniones y cationes disueltos. En las lagunas, las muestras se tomaron con una botella Niskin a varias profundidades. También se tomaron muestras en viales plásticos para analizar el $\delta^{18}\text{O}$ y el δD del agua. Para analizar el $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto y el $\delta^{15}\text{N}$ de los nitratos disueltos, se to-

maron cinco viales de 12 mL tratados con HgCl_2 para prevenir la actividad biológica y se filtraron in situ.

La concentración de aniones (F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-}) y cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y NH_4^+) se obtuvo mediante cromatografía iónica (930 Compact IC Flex Metrohm) en el Servicio de Análisis de Agua del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC).

Las razones isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H se determinaron mediante un analizador de relaciones isotópicas PICARRO L2140-i en el laboratorio del grupo de Biogeoquímica de Isótopos Estables del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT-CSIC).

Para el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ del Carbono Inorgánico Disuelto (CID) de las muestras de agua, el carbono se liberó en forma de CO_2 mediante reacción durante 48 horas a 25°C con ácido fosfórico. Los valores $\delta^{13}\text{C}$ se obtuvieron tras purificar el CO_2 en un GasBench acoplado a un espectrómetro de masas DeltaPlus XP.

La determinación del $\delta^{15}\text{N}$ del nitrato se llevó a cabo siguiendo un protocolo basado en el descrito por McIlvin y Altabet (2005).

Resultados

Hidroquímica

Todas las aguas son bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas y, debido a la naturaleza carbonatada del emplazamiento, el ion dominante es el HCO_3^- . La laguna de las Tortugas así como las aguas de los pozos y del río Guadazaón

se distinguen por la alta concentración de SO_4^{2-} (entre 1132 - 477, 124 - 98 y 127 - 69 mg/L, respectivamente).

Los cationes de las surgencias analizadas muestran una gran variabilidad, asociada a la geología de su emplazamiento. En todas las lagunas, el magnesio es el catión dominante, con valores que oscilan entre 50-55 mg/L en las lagunas de la Parra y Ljana, 80 mg/L en la laguna del Tejo, 90 - 100 mg/L en las lagunas de la Cruz y de Cardenillas, y valores máximos de 140 mg/L y 660 mg/L en el lagunillo del Tejo y la laguna de las Tortugas, respectivamente.

Isotopía del agua

Las aguas del río Guadazaón, las surgencias y los pozos presentan una firma isotópica homogénea ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -8.45 y -7.16 ‰), mientras que las lagunas muestran valores notablemente más enriquecidos, con un rango entre -2.09 y +8.02 ‰ (Figura 2). Entre estas últimas, las muestras de La Cruz, el Lagunillo del Tejo y la laguna de Cardenillas registran valores menos negativos que las de la Ljana y la Parra, destacando el Lagunillo de las Tortugas por su amplia variabilidad (abarcando todo el espectro observado en las lagunas).

En el caso de las lagunas, los valores de exceso de deuterio ($d = \delta\text{D} - 8 * \delta^{18}\text{O}$) permiten identificar cuatro grupos (Figuras 2 y 3): 1) La Ljana y La Parra con los valores menos negativos, entre -14 y -22 ‰ y con poca dispersión; 2) Cardenillas, la Cruz y el Tejo con valores ligeramente más negativos (-28 a -39 ‰); 3) Lagunillo del Tejo (entre -28 y -44 ‰) y Lagunillo de las Tor-

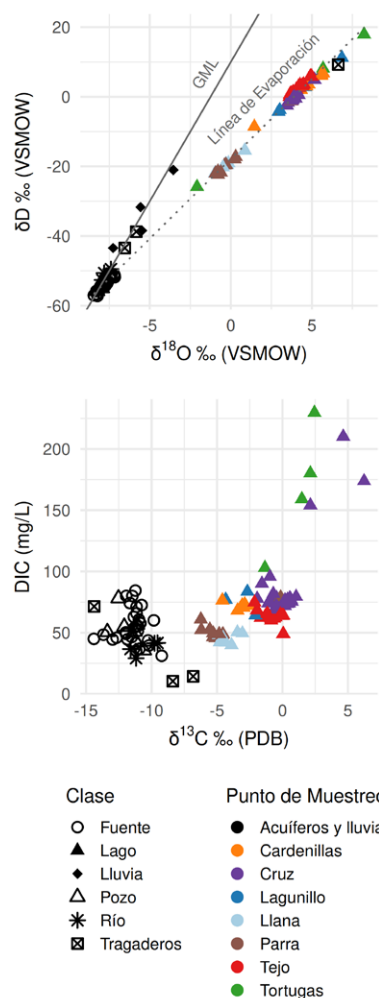


Fig. 2.- Distribución isotópica de A) $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ de las diferentes muestras y B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ vs concentración de Carbono Inorgánico Disuelto de las muestras. Las lagunas se representan mediante triángulos de distintos colores. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Isotopic distribution of A) $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ vs $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ of the different samples, and B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ vs Dissolved Inorganic Carbon concentration of the samples. The lakes are represented by triangles of different colors. See color figure in the web.

tugas (entre -9 y -48 ‰) con un rango de dispersión mayor, 4) Tragaderos con una elevada dispersión entre valores cercanos a los de la precipitación (+8.9 ‰) hasta los más evolucionados (-44 ‰).

Isotopía del Carbono Inorgánico Disuelto

Considerando la concentración de carbono inorgánico disuelto (CID) y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se pueden diferenciar tres grupos (Figura 3): i) las surgencias, pozos y el río Guadazaón presentan una concentración de CID similar a la de las lagunas (40 - 100 mg/L) - excepto la de Tortugas y las aguas profundas de La Cruz (> 150 mg/L) - pero con una señal isotópica

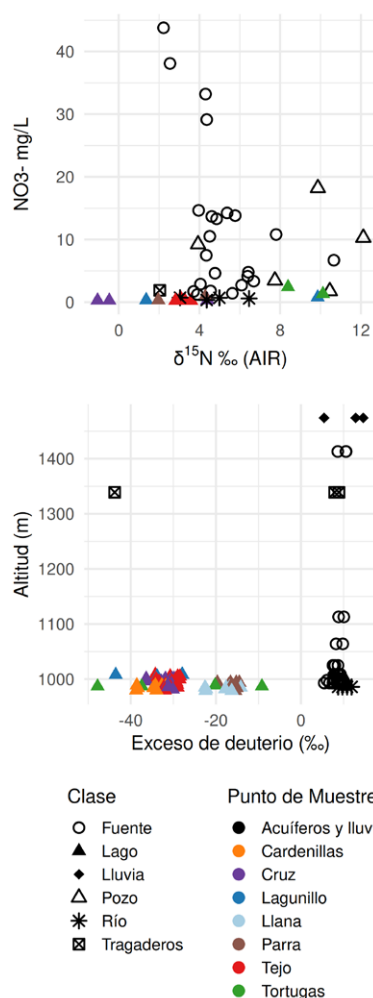


Fig. 3.- Distribución isotópica de A) $\delta^{15}\text{N}_{\text{AIR}}$ del NO_3^- en función de su concentración y B) distribución del valor de exceso de deuterio en función de la altitud. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Isotopic distribution of A) $\delta^{15}\text{N}_{\text{AIR}}$ of NO_3^- as a function of its concentration and B) distribution of deuterium excess value as a function of altitude. See color figure in the web.

marcadamente más ligera (entre -14.40 y -9.22 ‰ vs V-PDB), ii) En el otro extremo, encontramos las aguas profundas de la laguna de la Cruz y las aguas de la laguna de las Tortugas en los muestreos de 2023. Estas presentan mayores concentraciones de CID (> 150 mg/L) y una señal isotópica más positiva que el resto de los puntos analizados (+1.5 y +6.2 ‰ vs V-PDB) iii) Por último, la mayoría de las aguas analizadas en las lagunas se agrupan en dos sub-grupos próximos entre sí: Uno compuesto por las lagunas de La Parra y La Llana, con concentraciones de CID ligeramente inferiores (40 - 60 mg/L) y señales isotópicas más ligeras (entre -3.06 y -6.23 ‰). El otro lo conforman las aguas de las lagunas del Tejo, La Cruz, el Lagunillo del Tejo, Cardenillas y la Laguna de las Tortugas (diciembre 2022) con va-

lores de CID entre 49 y 103 mg/L y de $\delta^{13}\text{C}$ entre +6.23 y -4.59 ‰).

Isotopía de los Nitratos

Las concentraciones de NO_3^- en las lagunas, a excepción de la Laguna de las Tortugas, son inferiores a 1 mg/L, mientras que en varias surgencias (Zarza y Cañada del Hoyo) y en los pozos se registran valores considerablemente más elevados (> 30 mg/L). Estos resultados coinciden con los documentados en estudios previos (Martínez-Parra, 2020; JCCM-UV, 2019). Las surgencias con mayores concentraciones de NO_3^- se localizan aguas abajo del complejo lagunar y son las más próximas al núcleo poblacional de Cañada del Hoyo. El nitrógeno de estas fuentes presenta una señal isotópica característica entre +2 ‰ y +4 ‰ (Figura 3).

Discusión

Los valores isotópicos confirman que los procesos de evaporación y precipitación de calcita sugeridos por estudios previos (Carmona y Bitzer, 2001; Martínez-Parra, 2020) son los principales mecanismos que controlan la evolución hidroquímica de las lagunas de Cañada del Hoyo. Durante los periodos de menor recarga, especialmente en verano, el descenso del flujo subterráneo favorece la concentración isotópica por evaporación. Las lagunas del Tejo, el Lagunillo del Tejo y la laguna de Cardenillas, con los valores de exceso de deuterio más negativos ($d = -28$ a -44 ‰) indican una mayor evolución de sus aguas (Cui et al., 2016). Por el contrario, las lagunas de La Parra y La Llana, con valores de "d" menos negativos (-14 a -22 ‰), indican una menor influencia de la evaporación, probablemente asociada a tiempos de residencia más cortos o a una recarga más activa.

La marcada variabilidad isotópica en el Lagunillo de las Tortugas ($d = -9$ a -48 ‰) sugiere una compleja interacción entre aguas sometidas a una intensa evaporación y posibles contribuciones de subacuíferos locales con composiciones isotópicas más ligeras. Esta hipótesis se ve reforzada por la posición topográfica más baja de la laguna y su conexión con materiales detríticos de la Formación Utrillas, que podrían actuar como niveles semi confinantes. Por su parte, la zona de Tragaderos muestra una firma isotópica heterogénea, con valores que oscilan entre composiciones meteoríticas y evolucionadas, lo que indica un

comportamiento transitorio como área de acumulación de aguas de escorrentía sometidas a evaporación antes de infiltrarse.

La composición isotópica de los mantos se sitúa en el entorno de la línea meteórica mundial, lo que indica que se tratan de aguas que mantienen los valores de la precipitación, con una recarga rápida y sin interacción con la atmósfera (evaporación). Los valores de exceso de deuterio ($d = \delta^2H - 8 \cdot \delta^{18}O$, Dansgaard, 1964) en las surgencias y pozos oscilan en torno a 10 ‰ y son similares a la línea meteórica mundial (y el río Guadazaón) mostrando poca evolución de las aguas antes de infiltrarse o en su movimiento en el acuífero.

Aunque Carmona y Bitzer (2001) propusieron que los materiales jurásicos de Tierra Muerta constituirían la principal zona de recarga para los acuíferos cretácicos que alimentan las lagunas, los datos de este estudio muestran limitaciones para confirmar esta conexión. La ausencia de muestreo directo en surgencias jurásicas en el área de Tierra Muerta impide realizar una comparación isotópica directa. Sin embargo, las diferencias observadas entre la composición de las aguas de las lagunas (enriquecidas isotópicamente, con $\delta^{18}O$ hasta +8.02 ‰) y las surgencias analizadas en el área de estudio (con valores cercanos a la línea meteórica global, $\delta^{18}O = -8.45$ a -7.16 ‰) sugieren una dinámica hidrológica dominada por procesos locales en los acuíferos cretácicos, más que por un flujo regional procedente del Jurásico (Figura 3). La delimitación del área principal de recarga de las lagunas, teniendo en cuenta la caracterización hidrogeoquímica e isotópica parece apuntar a la superficie del acuífero cretácico, coherente con los estudios de la estructura de los acuíferos y su conectividad (Martínez-Parra, 2020). Las diferencias isotópicas entre las lagunas sugieren una influencia de acuíferos locales, independizados por las diferentes litologías intermedias en la serie cretácica.

Las elevadas concentraciones de NO_3^- (>30 mg/L) detectadas en algunas surgencias cercanas a núcleos urbanos con valores elevados de ($\delta^{15}N$ entre +2 y +4 ‰) revelan un claro impacto antrópico, probablemente asociado a actividades agrícolas y vertidos. Sin embargo, la baja concentración de nitratos en la mayoría de las lagunas (<1 mg/L) sugiere que estos contaminantes no alcanzan el sistema lagunar, posiblemente debido a la existencia de barreras geológicas naturales y procesos de atenuación.

Conclusiones

El estudio isotópico realizado en las lagunas de Cañada del Hoyo durante el periodo 2022-2023 confirma que estas dependen de acuíferos locales dentro de la serie cretácica, compartimentados por las diferentes litologías intermedias. Los resultados apuntan a que la zona principal de recarga se encuentra en los propios materiales cretácicos, descartando una conexión significativa con los acuíferos jurásicos. Se han identificado tres grupos diferenciados de lagunas en función de su altitud y el subacuífero asociado, mostrando distintos grados de evolución hidroquímica: (1) las lagunas superiores (El Tejo, La Cruz) y Cardenillas, caracterizadas por valores de exceso de deuterio más negativos ($d = -28$ a -44 ‰) que indican una mayor evolución por evaporación; (2) las lagunas intermedias (La Parra y La Llana), con valores menos negativos ($d = -14$ a -22 ‰) que sugieren menor influencia evaporativa; y (3) el Lagunillo de las Tortugas, que muestra la mayor variabilidad isotópica ($d = -9$ a -48 ‰) debido a su posición topográfica baja y conexión con materiales detríticos de la Formación Utrillas. De igual manera, los mismos grupos quedan definidos en función de la composición isotópica del DIC, con el añadido de las aguas profundas de la laguna de La Cruz, que debido a la meromixis presentan valores isotópicos muy pesados (> 5 ‰). La evolución del agua en las lagunas está controlada por la precipitación de carbonatos y la evaporación. Por otro lado, las surgencias con mayores concentraciones de nitratos se localizan cerca de los núcleos poblacionales de Cañada del Hoyo y La Zarza, al sur del complejo lagunar, indicando un origen antrópico relacionado con la actividad agrícola local.

Contribución de los autores

De la Parra, Valero y Galofré organizaron y realizaron las campañas de campo. Delgado y Galofré realizaron los análisis isotópicos. Valero y De la Parra realizaron los análisis hidroquímicos. La redacción ha sido llevada a cabo por los seis autores.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la Junta de Comunidades de Castilla -

La Mancha mediante el contrato "Estudio del funcionamiento hidrogeológico de las lagunas de Cañada del Hoyo", ref SSCC. EN/171/22 y CU-17/22). Agradecemos a los responsables del "Monumento Natural Lagunas de Cañada del Hoyo", así como a Miguel Madrid y Javier Cañada, por su apoyo durante la realización del trabajo de campo. Asimismo, queremos expresar nuestra gratitud a Lucía y Simón por su buena disposición, la cual nos permitió trabajar en gran parte de las lagunas.

Referencias

- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., Giralt, S. y Valero-Garcés, B.L. (2013). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 39, 179-19. <https://doi.org/10.18172/cig.2005>
- Barreiro-Lostres, F., Moreno, A., González-Sampériz, P., Giralt, S., Nadal-Romero, E. y Valero-Garcés, B. (2017). *CATENA* 149, 782-798. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.024>
- Carmona, J.M. y Bitzer, K. (2001). Las capas del agua subterránea: *congreso, en memoria de Germán Alfonso Galarza López* 1, 451-460.
- Cui J, Tian L, Biggs TW, Wen R. (2016). *Hydrological Processes* 31, 1034-1046. <https://doi.org/10.1002/hyp.11085>
- Dasí y Miracle (1991). *Limnetica* 7, 37-59.
- Del Olmo, P. y Álvaro, M. (1989). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 610 (Cuenca) y memoria*. IGME, Madrid, 56 p.
- Gutierrez Elorza, M. y Valverde, M. (1994). *Cuaternario y geomorfología* 8, 87-95.
- IGME. (1982). *Proyecto de investigación de infraestructura hidrogeológica en el sistema 18 y zonas adyacentes en la provincia de Cuenca*. Informe inédito.
- IGME. (1980). *Estudio hidrogeológico preliminar de la cabecera del Júcar*. Sistema 18. Informe inédito.
- IGME - Confederación Hidrográfica del Júcar. (1992). *Propuesta de normas de explotación de Unidades Hidrogeológicas en el Sistema Hidráulico Alarcón-Contreras*. 1991-1992. Informe inédito.
- Martínez-Parra, M. (2020). *Boletín Geológico y Minero* 131, 709-729. <https://doi.org/10.21701/bolgeo-min.131.4.011>
- Martínez-Parra, M. (2014). *Hidrogeología de la serranía de Cuenca*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, 528 p.
- McIlvin, M. y Altabet, M. (2005). *Analytical Chemistry* 77, 5589-95. <https://doi.org/10.1021/ac050528s>

Eventos de canibalización en los conglomerados oligocenos de la Formación Montsant. Características sedimentarias principales (Gandesa, Tarragona, España)

Cannibalization events in the Oligocene conglomerates of the Montsant Formation. Main sedimentary features (Gandesa, Tarragona, Spain)

Ferran Colombo Piñol^{1*}, Francesc Gavilán Sanz² y David Albalat Vázquez³

¹ Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona. C/Martí i Franquès s/n. E- 08028 Barcelona, Spain.
colombo@ub.edu

² Consultor independiente. C/Torras i Bages 14, E-08460 Santa Maria de Palautordera (Barcelona).
fgavilan@movistar.es

³ C/Mossèn Antoni Paradís 43, E-43710 Santa Oliva, Tarragona.

dalbalat@colgeocat.org

*Corresponding author

ABSTRACT

The conglomerates of the Montsant Fm outcropping along the western margin of Catalan Coastal Ranges (CCC). We studied several conglomeratic bodies that have not yet been described in detail. The main aim of the present work is to elucidate the genesis and depositional significance of these rock bodies, that usually are displayed as stratiform-like outcrops. It could have been generated because of the accumulation of many clasts carried by high-density depositional flows in the context of episodic progradation of several alluvial fans along the Oligocene. Between the gravel-rich courses that carry huge amounts of rounded clasts due to hydraulic discharges have small depressions where the mass flows deposits could accumulate. The mixture of well-rounded clasts with other with subangular morphologies evidence that these last materials are from initial deposits cannibalized. The geometrical disposition of studied conglomeratic levels displays a progressive unconformity arrangement.

Key-words: Alluvial fans, high-density flows, out-sized clasts, progressive unconformity.

RESUMEN

Los conglomerados de la Formación Montsant afloran a lo largo del margen occidental de las Cordilleras Costeras Catalanas (CCC). Hemos estudiado unos cuerpos conglomeráticos que aún no habían sido descritos con detalle. El principal objetivo de este trabajo es elucidar la génesis y el significado deposicional de esos litosomas que usualmente se muestran como cuerpos estratiformes. Pudieron haberse generado por la acumulación de grandes cantidades de clastos transportados por flujos deposicionales hidráulicos de alta densidad. Esto se realizó en un contexto de progradación episódica de varios abanicos aluviales durante el Oligoceno. Entre los cursos ricos en gravas que transportaron grandes cantidades de clastos redondeados mediante flujos hidráulicos, existieron pequeñas depresiones donde los flujos masivos pudieron acumularse. La mezcla de clastos subangulares con otros bien redondeados sugiere que estos últimos provengan de unos depósitos iniciales que fueron canibalizados. La distribución geométrica de los litosomas conglomeráticos estudiados muestra una organización de los niveles en forma de una discordancia progresiva.

Palabras clave: Abanicos aluviales, flujos de alta densidad, megaclastos, discordancia progresiva.

Geogaceta, 78 (2025), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta114170>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 03/03/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La alineación montañosa de Pàndols-Cavalls constituye una estructura antiformal (desarrollada en los materiales mesozoicos del Triásico-Cretácico), vergente hacia el N-NW con varios cabalgamientos internos de diverso orden y magnitud (Fig. 1A). Los cabalgamientos principales afectan a materiales del Triásico, Jurásico inferior y medio (Lias en la figura 1B), que se deslizaron sobre las lutitas y yesos del Keuper que actuaron como niveles de despegue.

Los materiales conglomeráticos de la Fm Montsant, que afloran a todo lo largo de la zona estudiada (Cabrera et al., 1985; Colombo, 1986) fueron acumulados mediante un conjunto de abanicos aluviales que se desarrollaron en esta zona durante el Oligoceno superior. Esto se produjo como consecuencia de la destrucción paulatina del relieve topográfico de la Sierra de Cavalls y de Pàndols, que a su vez fue generado por la actividad repetitiva de varios cabalgamientos (Guimerà, 1984; Roca et al., 1999; Jones et al., 2004).

Descripción y discusión

En las inmediaciones del punto kilométrico 11,100 de la carretera C-43 afloran los materiales estudiados (Fig. 1B). Los litosomas conglomeráticos muestran unas bases nítidas respecto a las lutitas infrayacentes y se disponen tabularmente con una gran extensión lateral a nivel de afloramiento. En algunos litosomas conglomeráticos con fábricas muy desordenadas existe una gran abundancia de clastos angulosos de dolomías masivas y calizas dolomí-

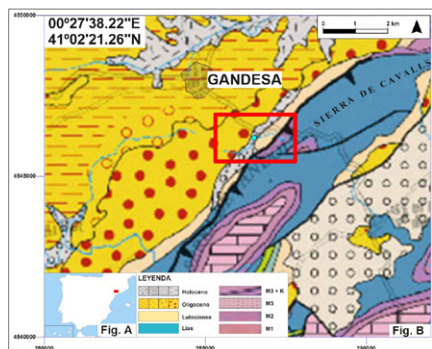


Fig. 1.- A) Localización de la zona de estudio. **B)** Fragmento del mapa Geológico 1:250.000 del ICGC. M1, Muschelkalk inferior; M2, Muschelkalk medio; M3 + K, Muschelkalk superior y Keuper. El Luteciense equivale al Grupo Cornudella. Ver figura en color en la Web.

Fig.1.- A) Location of the study area. B) 1:250.000 Geological map of the study area from the ICGC. M1, Lower Muschelkalk ; M2 Middle Muschelkalk; M3 + K, Upper Muschelkalk and Keuper. The Lutetian is equivalent to the Cornudella Group. See color figure on the Web.

ticas finamente laminadas. Estos clastos proceden probablemente de fragmentos de la Fm Imon (Goy *et al.*, 1976), de la Fm Cortes de Tajuña y de la Fm Cuevas Labradas (Gómez y Goy, 1979) respectivamente, que afloran extensamente en la Serra de Pándols- Cavalls. En la zona estudiada aflora una alternancia de litosomas con características de que los clastos han sido transportados y acumulados por flujos hidráulicos, con otros que muestran características de transporte masivo de los materiales detríticos, como flujos de detritos (Figs. 2



Fig. 2.- Fábrica clástica desordenada de los conglomerados. Ver figura en color en la Web.
Fig. 2.- Disordered fabric of conglomerates. See color figure in the Web.



Fig. 3.- Mezcla de clastos subangulosos y sub-redondeados. Lápiz (18 cm de longitud como escala). Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- Subangular and subrounded clasts mixture. Pencil (18 cm long for scale). See color figure in the Web.

y 3). Los primeros muestran unas bases nítidas, irregulares y claramente erosivas. En cambio, los litosomas compuestos por la actividad de flujos masivos que también muestran unas bases nítidas con geometría suave, sugieren que los flujos masivos se acumularon siguiendo las irregularidades topográficas de la morfología preexistente. Se aprecia una marcada y muy pobre selección de los materiales clásticos, lo que indica que fueron transportados mediante un flujo con una carga tractiva muy elevada en un contexto de gran descarga acuosa. Se trataría de unos flujos hidráulicos turbulentos y de muy alta densidad (Fig. 4). Así, los cuerpos conglomeráticos de la zona de

la carretera de Gandesa al Pinell de Brai corresponden a diferentes episodios de progradación de un sistema de abanicos aluviales. Así, inicialmente se acumularon flujos densos y masivos hacia la base de la serie que alternaron con otros aportes más turbulentos. Posteriormente se acumularon materiales clásticos transportados por flujos más hidráulicos (Fig. 5) hacia techo de los depósitos (Gil y Colombo, 2014). La presencia de varios megaclastos (*out-sized clasts*) con morfologías (Fig. 6) relativamente redondeadas, sugiere diversos episodios de canibalización de gravas acumuladas previamente. Usualmente, los clastos angulosos y subangulosos se hallan mezclados con otros, de litologías similares que muestran morfologías sub-redondeadas (Fig. 7). Esto indica la existencia de diversos episodios de retrabajamiento de gravas anteriores y caracterizadas por clastos redondeados. Así, se producirían diversos cabalgamientos que afectaron a la cuenca de drenaje, sincrónicos al desarrollo del sistema sedimentario de abanico aluvial y que podrían facilitar el retrabajamiento de algunos depósitos de gravas acumulados previamente. La distribución vertical de los clastos de unas determinadas litológicas primarias, indica no ya una secuencia de "montaña invertida simple" (los clastos más modernos situados en la base de



Fig. 4.- Litosoma conglomerático con base erosiva. Mala selección de los clastos. Ver figura en color en la Web.

Fig. 4.- Conglomeratic rock body with erosive basal border. Bad sorting of the clasts. See color figure in the Web.



Fig. 5.- Fábrica mal seleccionada. Destacan los clastos subangulosos de dolomías amarillentas del Cretácico superior. Ver figura en color en la Web.

Fig. 5.- Disordered clastic fabric. The sub-rounded clasts of yellowish dolomitic levels of Upper Cretaceous are noteworthy. See color figure in the Web.

las secuencias conglomeráticas) sino la de una "montaña invertida doble" (clastos más modernos situados hacia el techo de las secuencias conglomeráticas). Eso implica una canibalización de clastos de los niveles inferiores y su incorporación como materiales sedimentarios propios a los niveles superiores (Colombo, 1994).

Conclusiones

Las secuencias grano-crecientes decimétricas, que muestran los clastos de mayor tamaño situados hacia el techo de los niveles, sugieren que los materiales detríticos han sido transportados me-

dante flujos hidráulicos con gran carga tractiva.

Los megaclastos (*out-sized clasts*) blandos y de tamaño métrico, dispersos en alguno de los niveles conglomeráticos, indican que fueron transportados por flujos densos.

Los megaclastos métricos de rocas dolomíticas y con morfología subredondeada y dispersos en algunos de los niveles conglomeráticos, indican un transporte por flujos hidráulicos de alta densidad (Fig. 7).

La presencia de grandes clastos en alguno de los niveles conglomeráticos sugiere que se originaron como consecuencia de fenómenos erosivos sobre los relieves topográficos ocasionados por el crecimiento de varios mantos de cabalgamiento que afectaron a las sierras de Cavalls- Pàndols. Estos materiales se acumularon previamente en la zona proximal del sistema de abanicos aluviales del Puig Cavalier. El emplazamiento repetitivo de algunos mantos de cabalgamiento produjo la inestabilización de las zonas proximales de los abanicos aluviales favoreciendo así el retrabajamiento (canibalización) de estos materiales clásticos de grandes dimensiones y su incorporación a los flujos detríticos generados. Las variaciones significativas en los buzamientos de los cuerpos conglomeráticos estudiados sugieren que fueron afectados por los emplazamientos



Fig. 7.- Megaclasto dispuesto a techo de un nivel conglomerático. Ver figura en color en la Web.

Fig. 7.- Out-sized clast displayed at the top of conglomeratic level. See color figure in the Web.

tos sinsedimentarios de los mantos de cabalgamiento principales. Esto propició el desarrollo de una discordancia progresiva (Riba, 1976) muy visible en la zona estudiada (Fig. 8).

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido por igual a la toma de datos en el campo, a la redacción del trabajo y a la confección de las figuras. Estas últimas han sido realizadas por Francesc Gavilán. Este trabajo no ha recibido ninguna financiación oficial. Los gastos necesarios han sido sufragados por los propios autores.

Agradecimientos

A K. Hidas y C. Jiménez de Cisneros editores de Geogaceta, por su inestimable ayuda para la publicación de este trabajo. A los revisores anónimos por sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito.

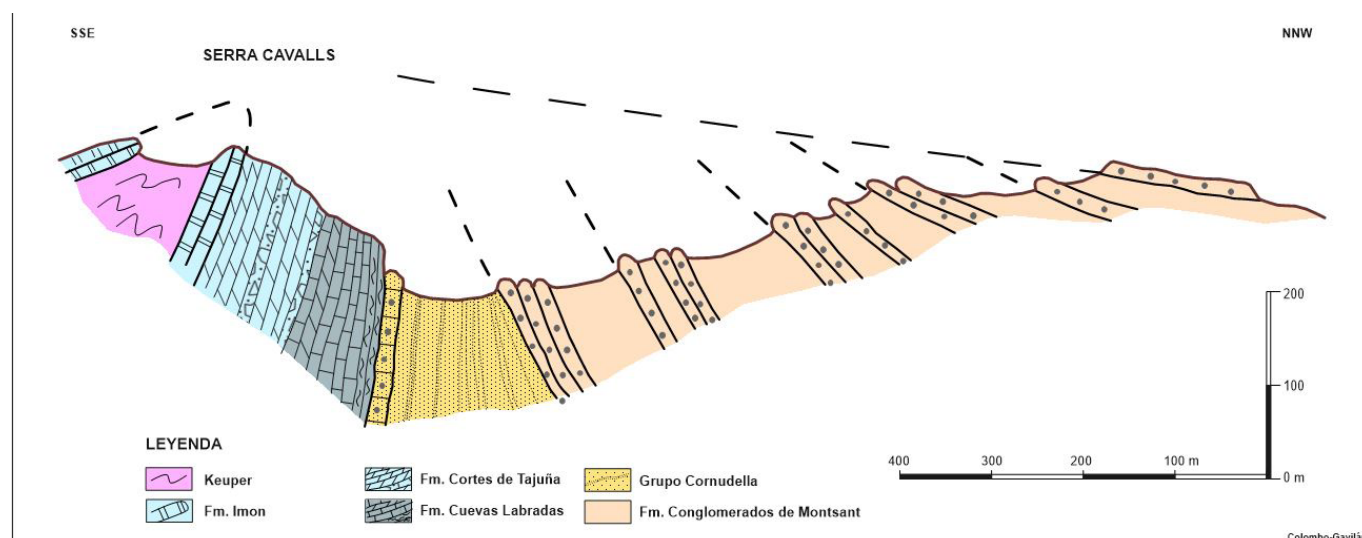
Referencias

- Cabrera, L., et al., (1985). *6th IAS European Reg. Meeting. Exc. Guidebook*, 10, 393-492.
- Colombo, F. (1986). *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 55-115.
- Colombo, F. (1994). *Geology* 22(3), 235-238.
- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022%3C0235:NARUSI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022%3C0235:NARUSI%3E2.3.CO;2)
- Gil, M. y Colombo, F. (2014). *Geogaceta* 55, 31-34.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979). *Estudios Geológicos* 35, 569-598.
- Goy, A., et al., (1976). *Estudios Geológicos* 32, 391-423.



Fig. 6.- Niveles conglomeráticos superiores caracterizados por capas planas. Se muestran algunos megaclastos (de unos 40 cm de diámetro). Ver figura en color en la Web.

Fig. 6.- Upper conglomeratic levels characterized by flat levels. Some out-sized clasts (about 40 cm in diameter) are displayed. See color figure in the Web.



Guimerà, J. (1984). *Geological Magazine* 121 (5), 413-420.

<https://doi.org/10.1017/S0016756800029940>

Jones, M.P.L., et al., (2004). *Basin Research* 16 (4), 489-506.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00244.x>

Riba, O. (1976). *Sedimentary Geology* 15, 213-233.

[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(76\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(76)90017-8)

Roca, E., et al. (1999). *Tectonophysics*, 315(1-4), 209-229.

[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00289-9)

Teixell, A. (1988). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1 (1-2), 229-238.

Análisis de las variaciones del nivel epifreático en la Cueva de los Chorros (Calar del Mundo, Vianos, Albacete)

Analysis of the variations of the epiphreatic level in the Cueva de los Chorros (Calar del Mundo, Vianos, Albacete).

Marta González Sánchez¹; Antonio González Ramón^{2*}; José María Calaforra Chordí³; Juan Leandro Ronda⁴; Tomás Rodríguez Estrella⁵ y Juan Melero⁴

¹ Alumna de Master. Motril (Granada) 18600.
martagonzaleeeez02@gmail.com

² IGME-CSIC. Urb. Alcázar del Genil, 4. Edif. Zulema bajo. Granada.
antonio.gonzalez@igme.es

³ Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Almería, 04120, Almería, España.
jmcalaforra@ual.es

⁴ Grupo Espeleológico Extopocien.
juanleronda@gmail.com, quibass@gmail.com,

⁵ Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica. Universidad Politécnica de Cartagena (España).
tomasrestrrella@hotmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

The Calar del Mundo is a karstic aquifer of great importance in the Iberian Peninsula, which feeds the Mundo, Tús and Frío rivers, which flow into the Segura and Guadalquivir basins. Its main discharge is produced in the Cueva de los Chorros, a karstic cavity with some 40 km of topographical galleries located in Vianos, near to Riopar (Albacete). On the basis of daily climatic data taken at a station located on the Cañada de los Mojones polje, through which the cave flows, and measurements of the epiphreatic level from a sensor installed at the Brillo Lake, a point close to the upwelling, a simulation of the drained flows has been carried out using a transfer model. This model has made it possible to calculate the groundwater catchment basin downstream of the level measurement point, the permeability and the storage coefficient, as well as the volume recharged during the period from October 2018 to December 2023. The average recharge obtained was 11.8 hm³/year, with a catchment basin of 20 km². The study shows a high transmissivity in the unsaturated zone, which causes very rapid flows and low storage capacity, especially during floods.

Key-words: karst aquifer, infiltration, effective rainfall, transfer model, hydraulic parameters.

RESUMEN

El Calar del Mundo es un acuífero kárstico de gran importancia en la Península Ibérica, que nutre los ríos Mundo, Tús y Frío, vertientes hacia las cuencas del Segura y Guadalquivir. Su principal descarga se produce en la Cueva de los Chorros, cavidad kárstica con unos 40 km de galerías topografiadas y ubicada en Vianos, lindante con Riopar (Albacete). A partir de datos climáticos diarios tomados en una estación situada en el polje de la Cañada de los Mojones, por donde discurre la cavidad, y de medidas del nivel epifreático procedentes de un sensor instalado en el Lago del Brillo, punto próximo a la surgencia, se ha realizado una simulación de los caudales drenados mediante un modelo de transferencia. Este modelo, ha permitido calcular la cuenca subterránea vertiente al punto de medida de niveles, la permeabilidad y el coeficiente de almacenamiento, además del volumen recargado durante el periodo comprendido entre octubre de 2018 y diciembre de 2023. La recarga media obtenida ha sido de 11,8 hm³/año, con una cuenca vertiente de 20 km². El estudio pone de manifiesto una elevada transmisividad en la zona no saturada, lo que ocasiona flujos muy rápidos y escasa capacidad de almacenamiento especialmente durante las crecidas.

Palabras clave: Acuífero kárstico, infiltración, lluvia útil, modelo de transferencia, parámetros hidráulicos.

Geogaceta, 78 (2025), 23-26
<https://doi.org/10.55407/geogaceta113011>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 20/01/2025
Fecha de revisión: 24/04/2025
Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

El Calar del Mundo se sitúa en la zona oriental de la Sierra del Segura, formando parte de las cuencas de los ríos Segura y Guadalquivir. Se trata de un acuífero con un gran desarrollo de la karstificación donde se localiza una de las cuevas más importantes de España, Cueva de los Chorros del Río Mundo (Fig. 1). La boca de acceso a la surgencia funciona como un manantial semicolgado, con escaso caudal en época seca pero famoso por

registrar grandes crecidas, denominadas *reventones* (Rodríguez Estrella 1979).

El agua surge en mitad de un paredón de más de 200 m de altura y se despena mediante una bella cascada de 80 m que constituye el principal atractivo turístico de la zona.

El fenómeno del *reventón* se refiere a un proceso que sucede en épocas de precipitaciones abundantes que dan lugar a grandes crecidas de corta duración (Abellán, 2010 y Pavia Alemani y Rodríguez Estrella, 2018). En González Ramón *et al.*

(2023) se propone denominar *reventones* solo a las crecidas que superan 10 m³/s, medidos en la estación de aforos de la red SAIH situada aguas abajo de Riopar.

El Calar del Mundo está compuesto, fundamentalmente, por calizas y dolomías cretácicas. El nivel superior está formado por calizas bien estratificadas y dolomías del Turoniense-Senoniense inferior de unos 400 m de espesor de media, pues este último es discordante sobre los infrayacentes. El nivel inferior consiste en una formación de dolomías



Fig. 1.- Boca principal de acceso a la Cueva de los Chorros en julio de 2024. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Main entrance to the Cueva de los Chorros in July 2024. See color figure in the Web.

microcristalinas y dolomías arcillosas de más de 250 m de espesor, datada en el Cenomaniense (Fig. 2). Bajo esta formación aparece el impermeable de base general, formado por arenas y arcillas de la Formación Utrillas. La menor permeabilidad del nivel inferior dolomítico provoca una ruptura hidrogeológica, por lo que la Cueva de los Chorros se ha generado justo por encima de este contacto, afectando a las calizas del Senonense inferior que se karstifican con mayor facilidad.

Esto provoca la existencia de un nivel saturado de aguas subterráneas semicolgado que se extiende bajo la Cañada de los Mojones, drenado por la cueva (González Ramón *et al.*, 2022).

La Cañada de los Mojones conforma un polje que ocupa una estructura sinclinal de dirección SO-NE afectada por fallas normales de borde. Hacia el E aparece un anticlinal con un exokarst muy desarrollado con gran acumulación de dolinas, especialmente en las áreas de mayor altitud (López Bermúdez, 1974; Rodríguez Estrella, 1979 y González-Ramón *et al.*, 2023).

El objetivo principal de este trabajo ha sido el análisis de la variación del nivel epifreático y la climatología del área para calcular: (1) los volúmenes drenados a la cueva durante el periodo de estudio, (2) los principales parámetros hidráulicos de la zona no saturada y (3) la cuenca subterránea vertiente a la cueva en el punto de control.

Metodología

Se emplearon datos climáticos de la estación automatizada de la Cañada de los Mojones, gestionada por Extopocien, junto con datos de nivel epifreático

obtenidos de un sensor modelo Hobo onset® que mide la variación del nivel en un rango entre 0 y 30,6 m. El sensor está instalado en la zona denominada como Lago del Brillo a unos 800 m de la boca de descarga de la Cueva de los Chorros. Las series diarias estudiadas abarcaron de octubre de 2018 a diciembre de 2023 y fueron procesadas con el software TRASERO v. 2. 4. 1 (Padilla y Delgado, 2013).

El cálculo de la infiltración se realizó mediante el balance hídrico del suelo, considerando valores de reserva útil de 25, 30 y 35 mm para el cálculo de la Llu-

via Útil (LLU), siendo este último el mejor que se ajusta a los datos de variación del nivel. Las medidas se integraron en un modelo de transferencia, que permitió estimar el caudal drenado, así como el coeficiente de almacenamiento medio en la zona epifreática y se ha afinado el cálculo del porcentaje de agua infiltrada que drena hacia la cavidad.

El modelo de transferencia aplicado es del tipo lluvia-caudal-piezometría, compuesto por dos reservorios, cada uno definido por una función de transferencia. El primer reservorio representa la zona no saturada y genera un efecto de

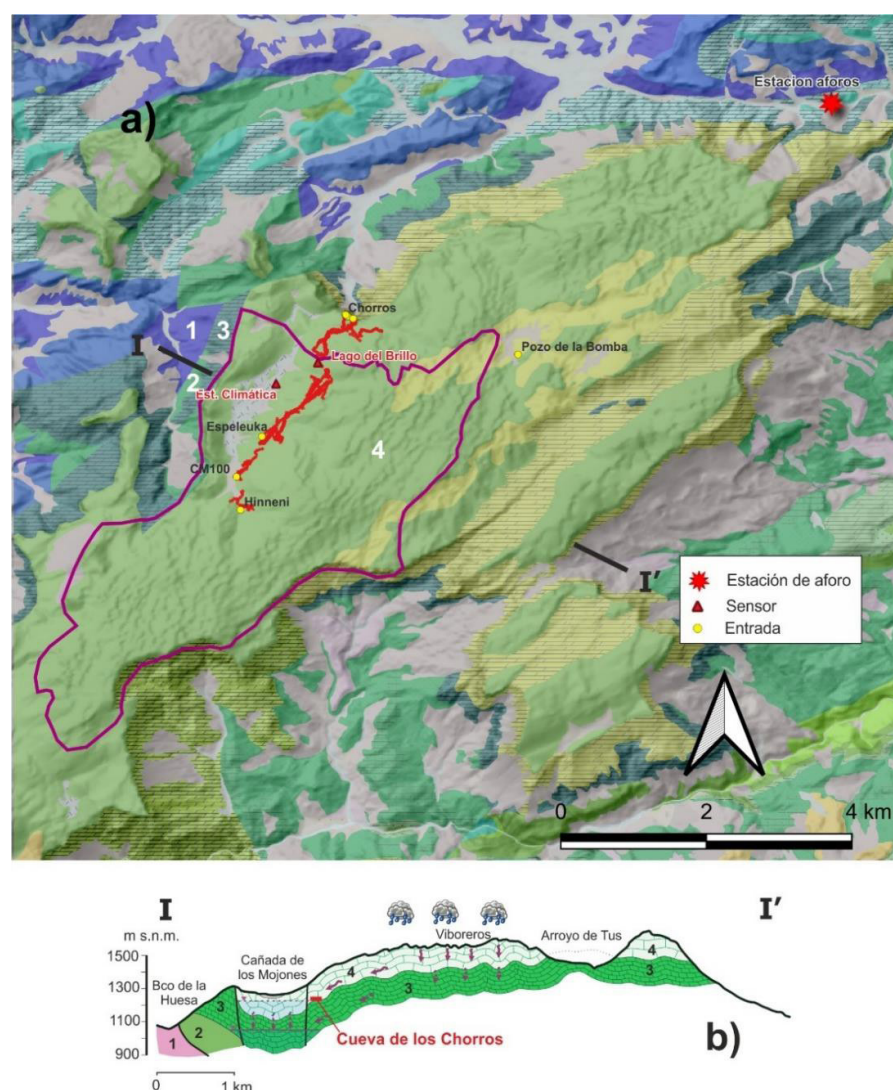


Fig. 2. a) Mapa geológico del Calar del Río Mundo (www.igme.es) se incluye el trazado de las galerías (líneas rojas) y la delimitación de la superficie de la cuenca vertiente analizada en este trabajo (línea morada) para el sensor Lago del Brillo b): Corte hidrogeológico. 1 arcillas, limos y areniscas. Triásico. 2 Arenas y arcillas (Fm. Utrillas). Cretácico inferior. 3 Dolomías microcristalinas y dolomías arcillosas. Cenomaniense. 4 Dolomías y calizas. Turoniense-Senonense inferior (modificado de González-Ramón, *et al.*, 2023). Ver figura en color en la Web.

*Fig. 2. a) Geological map of Calar del Río Mundo (www.igme.es) including the layout of the galleries (red lines) and the delimitation of the surface of the watershed analysed in this work (purple line) for the sensor Lago del Brillo b): Hydrogeological cross section. 1 clays, silts and sandstones. Triassic. 2 Sands and clays (Utrillas Fm.). Lower Cretaceous. 3 Microcrystalline dolomites and clayey dolomites. Cenomanian. 4 Dolomites and limestones. Turonian-Lower Senonian (modified from González-Ramón, *et al.*, 2023). See color figure in the Web.*

retardo en una variable de entrada (por ejemplo, precipitación). El segundo reservorio representa la zona saturada, y su función de salida caracteriza la curva de recesión del hidrograma de un manantial (Padilla y Delgado, 2013).

Resultados

Cálculo de la lluvia útil

Para calcular la LLU se emplearon tres valores de RU 25, 30 y 35 mm y los resultados se compararon con el nivel obtenido en el sensor del Lago del Brillo. Al efectuar la relación gráficamente se apreció que la RU de 35 mm reproducía todos los picos de recarga (Fig. 3), por lo que se escogió como la opción más correcta. Los valores obtenidos han sido de 986 mm de media anual para la precipitación, 1131 para la ETP, 406 para la ETR y 581 para la LLU.

Modelo de transferencia

El modelo de transferencia, implementado en TRASERO v. 2. 4.1 permite simular la variación de los niveles epifreáticos en el Lago del Brillo y transformarlos a datos de caudal a partir de los valores de LLU mediante el ajuste de los parámetros hidráulicos y de la cuenca subterránea vertiente, tanto para el agua que circula por la zona no saturada como la almacenada en la zona saturada.

Los mejores ajustes se consiguen para un coeficiente de almacenamiento muy bajo (5.35×10^{-4}) y una conductancia muy alta ($10.000 \text{ m}^2/\text{d}$), característicos de acuíferos kársticos muy transmisivos. Se considera que la fracción de la recarga es el 100 % de la LLU, pues no hay escorrentía superficial en el calar debido a los numerosos sumideros existentes. La superficie de la cuenca subterránea vertiente considerada para un mejor ajuste es de 20 km^2 con lo que se consigue un error cuadrático aceptable, de 0,66. El volumen medio anual infiltrado para el periodo considerado ha sido de $11,8 \text{ hm}^3$, que se corresponde con el volumen de descarga que habría circulado por la zona donde se localiza el sensor.

En la figura 2 se ha representado la extensión de la cuenca vertiente que cumple las condiciones del modelo. El hidrograma obtenido y ajuste entre los niveles simulados y medidos puede observarse en la figura 3.

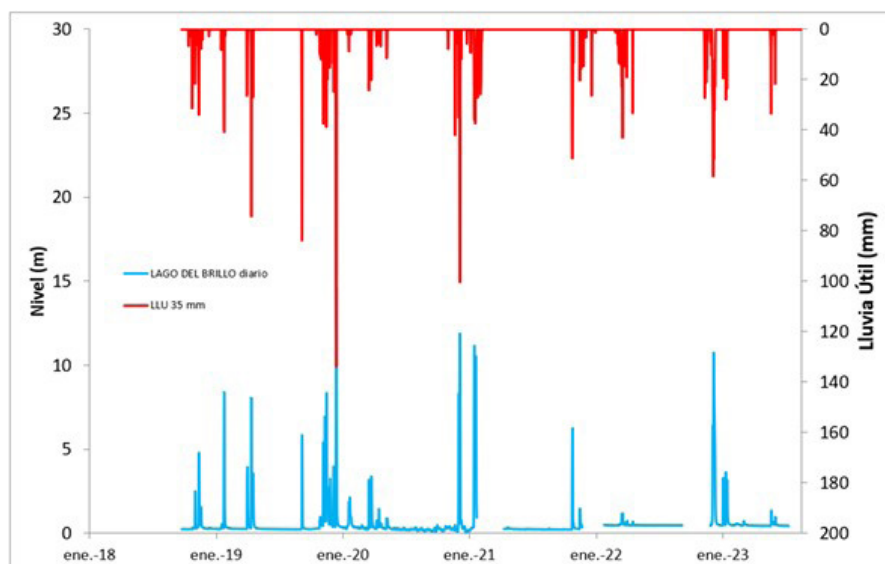


Fig. 3.- Comparación entre el nivel registrado en el sensor de la Cueva de los Chorros, Lago del Brillo, con los valores de LLU conseguidos con una RU de 35 mm. Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- Comparison between the level recorded by the sensor in the Cueva de los Chorros, Lago del Brillo, and the LLU values obtained with a RU of 35 mm. See color figure in the Web.

Discusión

El hidrograma obtenido para el sensor del Lago del Brillo se ha comparado con el hidrograma medido en la estación de aforos de la red SAHID (Fig. 4). El ajuste de los picos de variación del nivel es aceptable en la mayoría de los casos y el caudal de base es casi inexistente, lo que indica que solo se registra

el agua que ha circulado rápidamente por los conductos de la zona no saturada durante las crecidas; esto explica la elevada conductancia que calcula el modelo y el bajo coeficiente de almacenamiento.

Al comparar ambas curvas de caudal, simulada y medida en la estación de aforo, se aprecian ciertas diferencias significativas. Una de ellas aparece en el

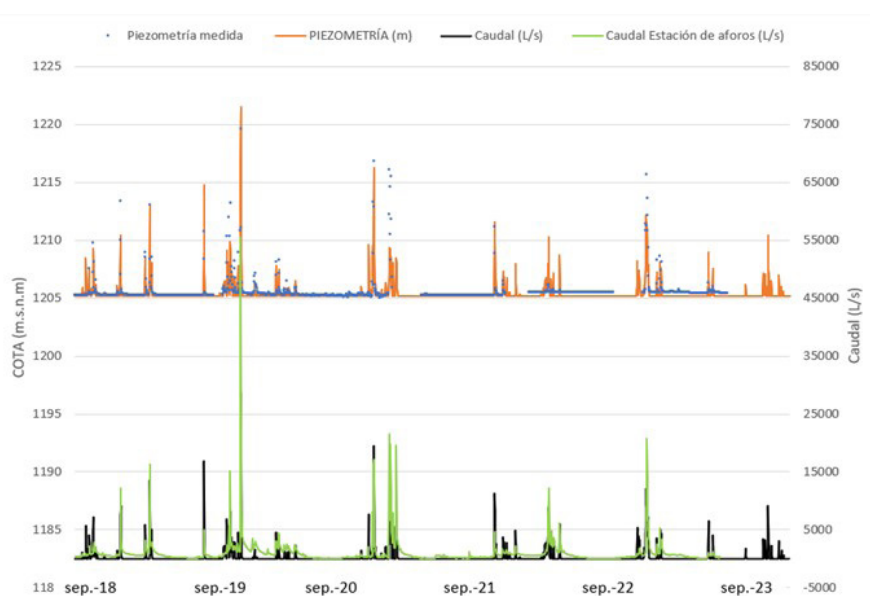


Fig. 4.- Representación gráfica del modelo de transferencia para la serie oct 2018/dic 2023. El gráfico superior representa el ajuste entre la variación de niveles en el acuífero (puntos azules) y la simulada (línea naranja). El gráfico inferior el caudal calculado en el Lago del Brillo (línea negra) y el caudal real medido en la estación de aforos de la red SAHID. Ver figura en color en la Web.

Fig. 4.- Graphical representation of the transfer model for the Oct 2018/Dec 2023 series. The upper graph represents the fit between the variation of levels in the aquifer (blue dots) and the simulated one (orange line). The lower graph represents the calculated flow at Lago del Brillo (black line) and the real flow measured at the gauging station of the SAHID network. See color figure in the Web.

año 2019, donde se observa un pico bastante más pronunciado en el hidrograma medido por la estación de aforos. La diferencia puede ser debida a la presencia de un importante volumen de agua de escorrentía en la cuenca vertiente a la estación de aforos, que no solo recoge el agua drenada por el manantial de los Chorros, sino el de una cuenca que recoge también agua de otros arroyos, aunque la descarga desde el acuífero del Calar del Mundo es la mayoritaria. Por otra parte, por el Lago del Brillo no pasa todo el caudal drenado por la cueva, pues no recoge la descarga desde otras entradas laterales como Petit Riu (González-Ramón *et al.*, 2024). A lo largo del periodo estudiado, este patrón se repite, especialmente marcado en los picos de mayor caudal.

Por la comparación de los datos de ambos hidrogramas se deduce que el 41% del caudal modelado en el Lago de Brillo corresponde al medido en la estación de aforo.

Conclusiones

Esta investigación caracteriza detalladamente la variación del nivel epifreático en la Cueva de los Chorros, clave para entender la dinámica hídrica del sistema kárstico del Calar del Mundo. Los resultados muestran una relación directa entre la LLU y los niveles epifreáticos medidos, lo que ha permitido ajustar de manera más precisa los valores de RU.

El uso del software TRASERO ha sido fundamental en el análisis hidrológico de la cuenca del Calar del Mundo, permitiendo un ajuste adecuado de los parámetros del modelo. Este ajuste ha sido

esencial para una evaluación más precisa de la cuenca vertiente y para comprender la dinámica del agua subterránea en la cueva. Esto ha proporcionado una información importante sobre el comportamiento del acuífero. El análisis de la variación del nivel epifreático ha revelado que el agua que ingresa por los sumideros y fracturas de la cuenca subterránea en este sector fluye de manera muy rápida, debido a la alta transmisividad del acuífero; este elevado valor indica una capacidad significativa del acuífero para transportar grandes volúmenes de agua rápidamente.

Contribución de los autores

El artículo ha sido escrito por MGS y AGR con la colaboración del resto de autores. Los datos de campo han sido recopilados por AGR, JMC, JLR y otros miembros de Extopocien. Las figuras 1 y 2 han sido realizadas por AGR y las 3 y 4 por MGS.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del TFM realizado por MGS en el Máster Universitario en Técnicas y Ciencias de la Calidad del Agua (IDEA), en la Universidad de Granada.

Hasta 2023 las estaciones de control tanto en el interior de la cavidad como en el exterior suministradas por el Grupo de Investigación RNM189 «Recursos Hídricos y Geología Ambiental» de la Universidad de Almería y su mantenimiento y gestión ha sido controlado por Extopocien. A partir de 2023 la nueva estación climática y los nuevos sensores

ha sido financiados por la dirección del Parque Natural del Calar del Mundo y la Sima e instalados y controlados por Extopocien.

Referencias

- Abellán, A.C. (2010). *Gran Tour* 2, 62-82.
- González Ramón, A., Calaforra, J.M., Ronda, J.L., Rodríguez-Estrella, T. y Melero, J. (2022). *Conference: 18th International Congress of Speleology*.
- González Ramón, A., Chordi, J. M.C., García, J.L.R., Estrella, T.R., López, J. M., y Martos, A. L. M. (2023) *Sociedad Española de Espeleología y Ciencia del Karst*, 122-153.
- González-Ramón, A., Córcoles Ballesteros, A., Galindo Rubio, C. V., Calaforra Chordi, J. M., Luque Mérida, S., Sólvez Beneyto, J.P., Ronda García, J.L., Rodríguez Estrella, T. y Melero López, J. *CUEVATUR* 24, 261-272.
- López Bermúdez, F. (1974). *Est. Geograf.* Vol. XXXV, 136, 359-404.
- Padilla, A y Delgado, J. (2013). *Aljibe Consultores y Diputación provincial de Alicante*.
- Pavía, Alemani, F. y Rodríguez Estrella, T. (2018). *Ingeniería del Agua*. Vol. 22, Núm. 2. Pp.77-91
- Rodríguez Estrella, T. (1979). *Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Líctor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética*. Tesis doctoral. Univ. de Granada (leída en 1978). IGME. t. 97, 566 pp. Colec. Mem. Madrid. ISBN:84-7474-068-1 y 069-X.
- Rodríguez Estrella, T. y Ballesta Sánchez, F. *Instituto de Estudios Albacetenses de la Exma. Diputación de Albacete*. 180 p. ISBN:84-87136-93-1.

Evaluación de la recarga de agua subterránea en cuencas de montaña desarrolladas sobre rocas duras: caso de la garganta de San Gregorio, Aldeanueva de la Vera (Cáceres)

Evaluation of groundwater recharge in mountain basins developed on hard rocks: case of San Gregorio gauge, Aldeanueva de la Vera (Cáceres)

Nuria Naranjo Fernández^{1*}, Ana Fernández Ayuso², Hector Aguilera¹, Carlos Marín Lechado¹, Antonio González Ramón¹, Thomas Zakaluk¹ y Sergio Martos Rosillo¹

¹ IGME-CSIC. C/Ríos Rosas, 23. 28002, Madrid.

n.naranjo@igme.es, h.aguilera@igme.es, a.gonzalez@igme.es, c.marin@igme.es, t.zakaluk@igme.es, s.martos@igme.es

² Departamento de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. Francisco Tomas y Valiente, 7, 28049, Madrid.

ana.fernandez@uam.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The role of groundwater in the headwaters of rivers in mountainous areas is undervalued, despite its importance in maintaining the base flow of rivers and supporting numerous dependent ecosystems. However, mountain aquifers receive more precipitation and experience less evapotranspiration than the surrounding areas, making them a source of water supply for lower-altitude peripheral zones. The aim of this study was to present an assessment of recharge in a mountainous hydrological basin, developed on hard rocks, where no gauging station exists. The objective of this work has been to present an evaluation of recharge in a mountain hydrological basin, developed on hard rocks, in which there is no continuous gauging station. For this purpose, the basin was monitored by gauging a control section and a rainfall-runoff model was built using HBV-Light, which made it possible: 1) understanding the percentage of water that belongs to the direct runoff, interflow and baseflow, 2) quantifying the recharge in San Gregorio gorge.

Key-words: hard-rocks aquifers, water scarcity, hydrological models, recharge.

RESUMEN

El papel del agua subterránea en la cabecera de los ríos en zonas de montaña está infravalorado, pese a la importancia que tienen en el mantenimiento del caudal de base de los ríos y de numerosos ecosistemas dependientes. Sin embargo, los acuíferos de montaña reciben más precipitación y sufren menos evapotranspiración que las zonas de su entorno, siendo fuente de aprovisionamiento para las zonas periféricas de menor altitud. El objetivo de este trabajo ha sido el de presentar una evaluación de la recarga en una cuenca hidrográfica de montaña, desarrollada sobre rocas duras, en la que no existe estación de aforo en continuo. Esta evaluación se ha hecho en la garganta de San Gregorio. Para ello se ha monitorizado la cuenca aforando una sección de control y se ha construido un modelo de precipitación-aportación mediante HBV-Light que ha permitido: 1) conocer el porcentaje de agua que pertenece a las componentes superficial, subálvea y subterránea del sistema y 2) cuantificar la recarga en la Garganta de San Gregorio.

Palabras clave: acuíferos en rocas duras, escasez hídrica, modelos hidrológicos, recarga.

Geogaceta, 78 (2025), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113419>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Es muy conocido por la comunidad científica que las montañas albergan importantes acuíferos desde los que se aporta agua subterránea a los ríos. Los acuíferos de montaña, al recibir mayor precipitación por efecto orográfico y tener menores pérdidas por evapotranspiración, presentan tasas de recarga superiores a las zonas bajas (Hayashi, 2020; Somers and McKenzie, 2020). En regiones altas con glaciares y permafrost activos, la recarga es limitada, a diferencia de montañas semiáridas y de baja latitud, donde la ausencia de criósfera y la exposición de materiales permeables

favorecen una recarga elevada, incrementando la contribución subterránea a los ríos y modificando su régimen hidrológico. Existe poca literatura científica en la que se caracterice y se evalúe la tasa de recarga en zonas de montaña, cuestión que es de especial interés, dado que, con el incremento global de la temperatura, en breve, muchas regiones montañosas que en la actualidad no tienen escasez de agua, pasarán a tener unas condiciones climáticas de semiárididad o unos periodos secos más largos durante el año hidrológico. Entre la literatura existente destacan los trabajos realizados en Sierra Nevada, concretamente en las cuencas de los ríos Mecina y Bérchules (Jódar et al. 2017; Jódar et al. 2018)

En un contexto de escasez hídrica cada vez mayor, mejorar el conocimiento sobre los acuíferos en rocas duras pueden ser una oportunidad de establecer otras formas de manejo del agua que tengan más en cuenta el papel esencial del agua subterránea en el mantenimiento de los caudales de base durante los periodos secos. Este estudio pretende poner en valor la potencialidad de los acuíferos en rocas duras en zonas de montaña como una fuente de agua subterránea, que puede ser evaluada a través de la cuantificación de los recursos hídricos, entendidos como la cantidad de agua disponible en un determinado lugar y momento, que pueden ser aprovechados.

Área de estudio

La garganta de San Gregorio se encuentra en el término municipal de Aldeanueva de La Vera (Cáceres). Al suroeste de la garganta se encuentra el núcleo de población cuyo relieve montañoso dificulta una construcción fácil, y eso limita el acceso a la actividad agraria. El núcleo urbano se encuentra en torno a unos 640 m s.n.m. y tiene censados 1997 habitantes (censo de 2024). La cuenca de recepción tiene una extensión de 12,7 km², con altitudes comprendidas entre los 590 y 1812 m.s.n.m. El cauce principal tiene una longitud de 4,8 km y la cuenca completa una longitud de 6,6 km con un ancho máximo de 3,8 km. Pertenece al dominio del río Tiétar, que a su vez se encuentra englobado en la Demarcación Hidrográfica del río Tago.

El agua de la garganta, además de uso de riego y recreativo (baño), se usa para abastecimiento de la población.

La precipitación media anual en el periodo estudiado (2006-2024) es de 1639 mm. Esta precipitación se distribuye mayoritariamente entre los meses de octubre a enero. La temperatura media anual es de 14 °C, con un intervalo de oscilación térmica diaria amplio, comprendido entre -6 y 41°C.

La geología de la cuenca de recepción (Fig.1) se caracteriza principalmente por la presencia de materiales paleozoicos del Macizo Ibérico. Los afloramientos de granitoides carboníferos conforman la mayoría del área de estudio. Se trata de granitos micáceos, cuya alteración superficial permite la formación de un regolito, del que se desconoce su espesor, que permite la circulación del agua subterránea, conformando un acuífero superficial de carácter libre. Del Pérmico-Triásico afloran algunos esquistos y cuarzoesquistos del Cámbrico inferior. Del Holoceno existen depósitos de arenas, gravas y cantos redondeados de origen aluvial y coluvial que se sitúan sobre granitos o en los bordes de la cuenca, formando pendientes con forma irregular.

Objetivo

Los objetivos principales de este trabajo son, a través de la construcción de un modelo de precipitación-aportación: 1) conocer el porcentaje de agua de precipitación que pertenece a las componentes superficial, subálvea y subte-

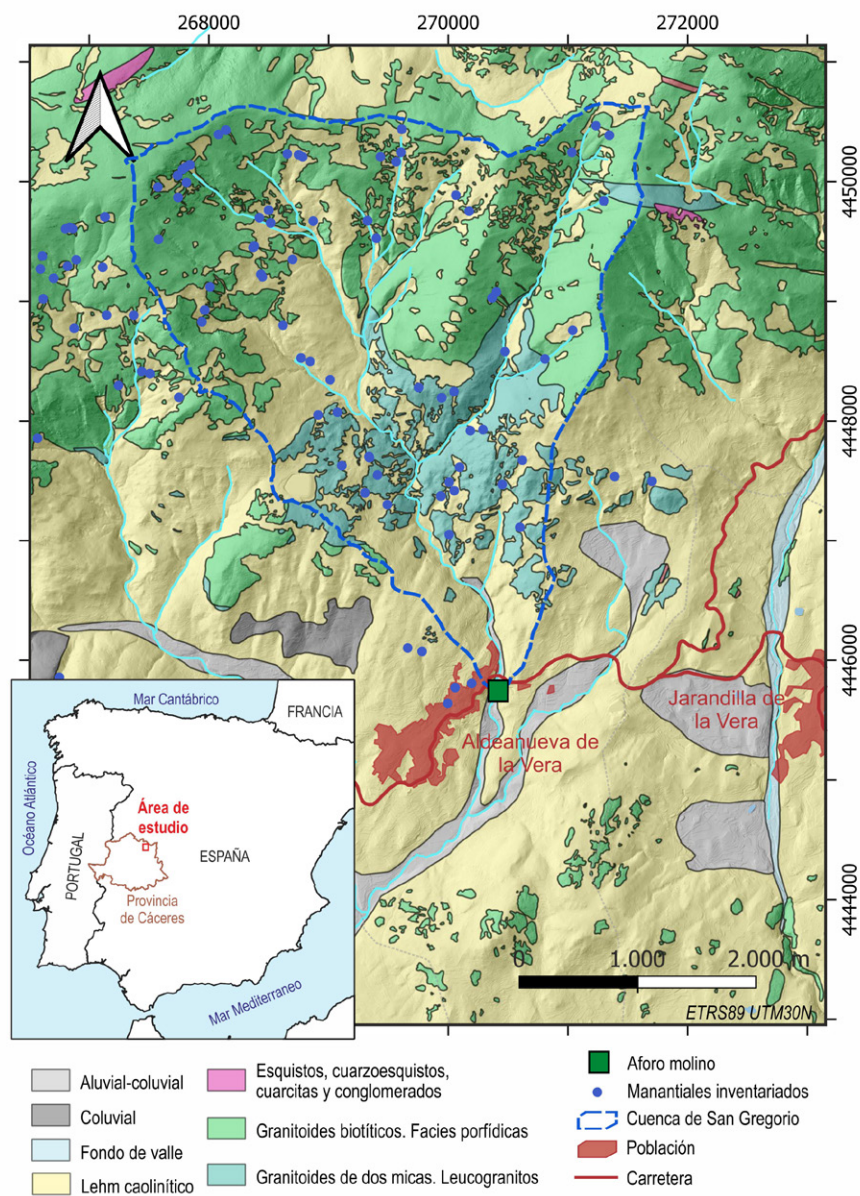


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio y delimitación de la garganta de San Gregorio. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Simplified geological map of study area and San Gregorio gorge. See color figure in the web.

rránea que circula por la garganta y, 2) calcular la recarga del acuífero de montaña en rocas duras asociada a la zona de alteración de los granitos.

Datos

Los datos meteorológicos (temperatura y precipitación) se han obtenido de la rejilla ROCIO (resolución de 5 km) desarrollada por AEMET (Nota Técnica 24 de AEMET, Peral et al., 2017). Se trata de datos diarios, del periodo 1951-2022. Su descarga se ha realizado con una aplicación desarrollada por el proyecto Sarai (<https://sarai-data.igme.es>). Además, para los años 2023 y 2024, no disponibles aún en la rejilla ROCIO se han descargado

los datos de la plataforma MeteoGredos (<http://www.meteogredos.com/>) cuya estación meteorológica se encuentra en Aldeanueva de la Vera.

La serie temporal de caudal diario medido se ha obtenido por medio de la instalación de un sensor de medición continua de presión y temperatura, tipo CTD Diver, en el periodo nov 2023- oct 2024. Para la realización de la curva de gasto se han hecho aforos mensuales por el método salino con el equipo EASYFLOW.

Metodología

Se ha realizado un pretratamiento de los datos para su corrección con los datos barométricos, esencial en este caso al uti-

lizar sensores tipo CTD Diver. Se ha construido la curva de gasto y se ha calculado la evapotranspiración potencial (ETP) para el periodo oct-2006 a sep-2024 (Fig. 2a) mediante Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) en el software Trasero (Pardilla y Delgado, 2012).

Para realizar el modelo de precipitación-aportación se ha escogido el código HBV Light, (Seibert 2005), cuya versión original HBV (Bergström 1976; Bergström 1995) fue creada por Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI, siglas en inglés).

Aguas arriba del punto de salida modelizado, la cuenca del arroyo San Gregorio cuenta con una superficie de 12,7 km² (Fig.1), que ha sido subdividida en seis zonas altitudinales a intervalos de 150 m de altitud. La discretización temporal del modelo es diaria.

El periodo total de simulación incluye un intervalo inicial de calentamiento de cuatro años hidrológicos (de oct de 2002 a sep de 2006), un periodo de calibración de un año (de oct de 2023 a sep de 2024) y finalmente, obtenidos los parámetros de calibración se ha simulado el periodo oct 2006 a sep 2024. Para asegurar la bondad del modelo, se ha realizado un proceso de Monte Carlo, se han filtrado los resultados con una función objetivo (Reff) mayor al obtenido para el modelo y se ha realizado un procesamiento por lotes para evaluar la incertidumbre de los parámetros.

El modelo HBV elegido es el de la configuración estándar, que considera un único depósito de almacenamiento (i.e., "Standard Version"; Seibert, 2005).

Resultados y discusión

Se ha calibrado el modelo minimizando el error entre los datos de caudal del medido y calculado, y utilizando la eficiencia del modelo (Reff; Seibert, 1997) como función objetivo (Fig. 2b).

Posteriormente, se han escogido aquellos resultados con una función objetivo (Reff) mayor del 77%, obteniéndose un valor final de 79,1%. Para las soluciones obtenidas en el procesamiento por lotes (BatchRun) se ha obtenido una incertidumbre de las componentes del hidrograma de entre 15-22% para la componente subterránea y de entre el 51 y el 78% para la componente de la escorrentía superficial.

En el modelo realizado y calibrado, las contribuciones de la descarga total de la cuenca, por parte de la escorrentía superficial, la sub-superficial y la subterránea son, del 73,13%, 9,73% y 17,14%, respectivamente.

Los resultados obtenidos para el caudal simulado revelan que las aportaciones medias de la cuenca en el periodo de estudio (2006-2024) son de 19,7 hm³/año y que varían en un rango

de 10.2 hm³/año en el año hidrológico (2008-09) y 26,0 hm³/año en el año hidrológico (2015-16). La componente subterránea media anual es de 3,37 hm³/año siendo el máximo de 3,8 y el mínimo de 2,5 hm³ anuales. El valor de la recarga media anual es de 265,7 mm. En la figura 2b se ha representado el caudal simulado y el caudal observado para el periodo temporal con datos observados, mostrando gráficamente la bondad del ajuste.

La garganta de San Gregorio no había sido inventariada ni monitoreada anteriormente y no cuenta con estación de aforos en continuo. Mediante el modelo de precipitación-aportación se ha podido realizar una primera evaluación de los recursos hídricos de la cuenca.

Tomando como referencia los resultados obtenidos de este trabajo y con la continuación del seguimiento de la zona, podría mejorarse el conocimiento de este tipo de acuíferos en zonas de montaña. Este tipo de acuíferos, desarrollados en rocas duras, habitualmente no se tienen en cuenta en los planes de gestión de aguas subterráneas, todo y que aportan unos recursos hídricos nada despreciables, sobre todo en zonas semiáridas y en épocas de sequía. Por otro lado, la correcta cuantificación del agua disponible es esencial para analizar la garantía al abastecimiento de Aldenueva de la Vera.

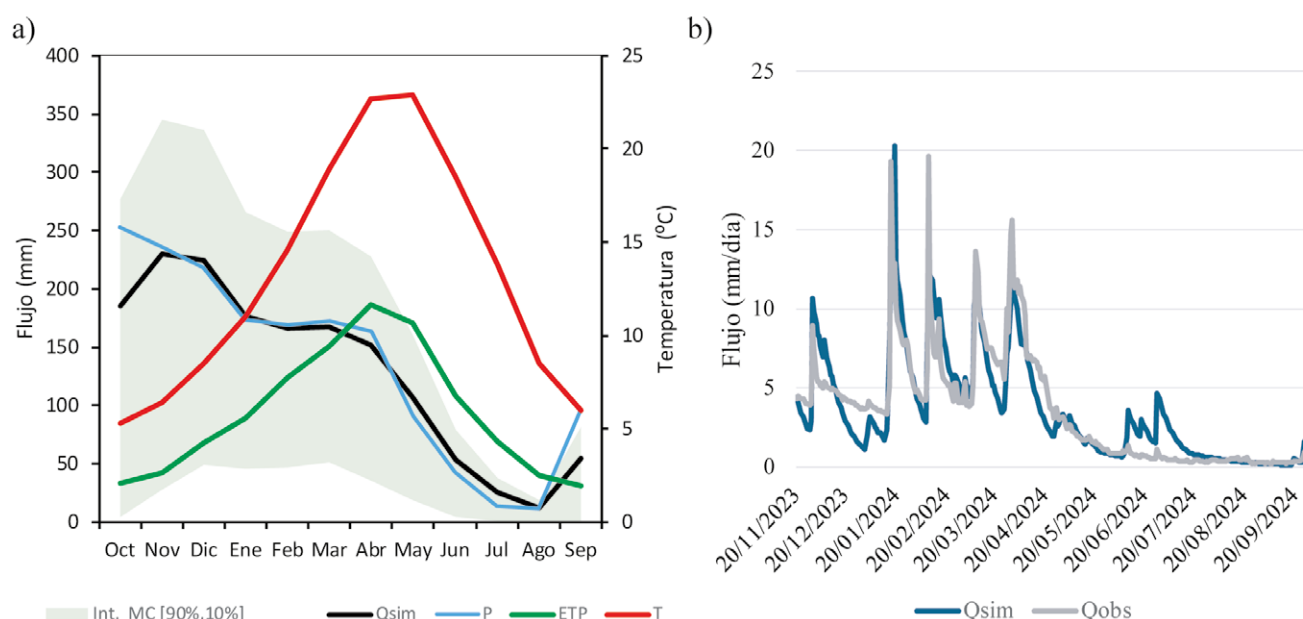


Fig. 2. a) Valores medios mensuales de temperatura (línea roja), precipitación (línea azul), evapotranspiración (línea verde), caudal simulado (línea negra) e intervalo de confianza de Monte Carlo [90%,10%] (banda verde). b) Flujo diario simulado (línea azul oscura) y flujo diario medido (línea azul clara) en la Garganta de San Gregorio. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- a) Monthly mean values of temperature (red line), precipitation (blue line), evapotranspiration (green line), simulated flow (black line) and Monte Carlo confidence interval [90%,10%] (green band). b) Simulated (dark blue line) and observed (blue line) daily flow (mm/day) in the San Gregorio Gorge. See color figure in the web.

Conclusiones

El modelo HBV Light construido para la garganta de San Gregorio representa con un ajuste del 79,1% el caudal de la cuenca de recepción del arroyo San Gregorio. Se considera que la aplicación de este tipo de modelos semidistribuidos constituye una herramienta válida para la gestión de los recursos hídricos en una cuenca sin monitoreo previo.

Los resultados obtenidos cuantifican tanto los recursos hídricos totales como la componente subterránea del sistema, lo que podría ayudar a poner en valor la capacidad de recarga de la zona alterada en rocas duras, que habitualmente no se tiene en cuenta en los planes de gestión de aguas subterráneas, pero que pueden conformar un aporte de recurso hídrico clave en épocas de sequía.

Se propone, continuar con el estudio y monitoreo en esta y otras zonas similares para obtener una mayor claridad sobre el funcionamiento de los procesos de recarga en acuíferos de montaña.

Contribución de los autores

Naranjo-Fernández: Estructura del trabajo, modelización, edición, figuras, edición del manuscrito, investigación/análisis, coordinación.

Fernández Ayuso; Zakaluk; Aguilera; y González Ramón: adquisición de datos y colocación de sensores en cam-

po, corrección y análisis de datos de campo, revisión del manuscrito.

Marín-Lechado: realización de la cartografía geológica de la zona, edición figuras, revisión del manuscrito.

Martos-Rosillo: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, adquisición de datos, supervisión y financiación.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto WaSHa, que cuenta con el apoyo de la Fundación Biodiversidad del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, a través de la Convocatoria de subvenciones para la realización de proyectos que contribuyan a implementar el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (2021-2030) y por el proyecto PID2022-140092OB-I00 financiado por MCIN/AEI/10.13039/5011000110033/FEDER, UE.

Las opiniones y documentación aportadas en esta publicación son de exclusiva responsabilidad del autor o autores de los mismos, y no reflejan necesariamente los puntos de vista de las entidades que apoyan económicamente el proyecto. Agradecemos a los coordinadores del proyecto Sarai (IGME-CSIC), mediante el cual se ha facilitado la tarea de obtención de los datos climáticos de la Serie Rocio de AEMET.

Referencias

- Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI RHO 7, Norrköping, Sweden. 134 pp.
- Bergström, S., 1995. The HBV model, computer models of watershed hydrology (editor: V.p.singh). Water Resources Publications.
- Hargreaves, G., & Samani, Z. (1985). *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Hayashi, M. (2020) *Groundwater*, 58(4), 498-510.
- Jódar, J., Cabrera, J. A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., Gonzalez-Ramón, A., Lambán, L. J. et al. (2017). *Science of the Total Environment*, 593-594: 760-772.
- Jódar, J., Carpintero, E., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Cabrera-Arrabal, J. A. et al. (2018). *Science of the Total Environment*, 625: 285-300.
- Padilla, A., & Delgado, J. (2012). *Diputación Provincial de Málaga: Trasero 2.0*.
- Peral, C., Navascués, B. and Ramos, P. (2017) *AEMET Nota Técnica n° 24*. Available at: http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/NT_24_AEMET/NT_24_AEMET.pdf
- Seibert, J. (1997). *Nordic Hydrology*, 28(4), 247-262.
- Seibert, J., 2005, *HBV light version 2, User's Manual*. Uppsala University, Institute of Earth Sciences, Department of Hydrology, Uppsala, Sweden.

Recarga de acuíferos mediante silvicultura ecohidrológica: aplicación a la cuenca del río Bernal en Sierra Nevada (España)

Recharging aquifers through ecohydrological forestry: application to the Bernal River basin in Sierra Nevada (Spain)

Irene María Marín Carrillo^{1*}, Jorge Julián Vélez Upegui², Antonio Jaime Molina Herrera³ y Sergio Martos Rosillo¹

¹ IGME-CSIC (Sede Granada). Urban. Alcázar del Genil 4, Bajo y 1ºC, 18006, Granada.

i.marin@igme.es, s.martos@igme.es

² Universidad Nacional de Colombia Sede Manizales. Instituto de Estudios Ambientales. Departamento de Ingeniería Civil. Facultad de Ingeniería y Arquitectura.

jjvelezu@unal.edu.co

³ Universidad de Córdoba. Departamento de Ingeniería Forestal. E.T.S. de Ingeniería Agronómica y de Montes.

o22mohea@uco.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The high-mountain basins of the Sierra Nevada are characterized by the presence of a dense, abandoned forest stand, primarily pine, that developed in the middle of the last century. The objective of this study was to analyze the impact of forest density reduction through thinning in the Bernal River watershed, located on the northern slope of the Sierra Nevada in Jérez del Marquesado (Granada). To this end, a distributed rainfall-runoff model was constructed using the TETIS code. This model allowed us to: 1) simulate river flow and determine the surface, hypodermic, and groundwater components; 2) quantify the increase in recharge under different forest thinning intensities; and 3) obtain calibration parameters that can be used to estimate resources in reforested watersheds in the Sierra Nevada. The results, in the analyzed watershed, demonstrated an increase in recharge of nearly 40% for a forest management system with 50% of the current pine stand.

Key-words: modeling, ecohydrology, recharge, forestry, groundwater

RESUMEN

Las cuencas de alta montaña de Sierra Nevada están caracterizadas por la presencia de una densa masa forestal abandonada, fundamentalmente de pinos, que se desarrolló a mediados del siglo pasado. El objetivo de este trabajo ha sido analizar el impacto de la reducción de la densidad forestal, mediante clareos, en la cuenca del río Bernal, situada en la falda norte de Sierra Nevada en Jérez del Marquesado (Granada). Para ello, se ha construido un modelo distribuido de precipitación-aportación mediante el código TETIS que ha permitido: 1) simular el caudal del río y conocer las componentes de agua superficial, hipodérmica y subterránea, 2) cuantificar el incremento de la recarga ante distintas intensidades de clareo del bosque y, 3) conseguir unos parámetros de calibración que puedan utilizarse para estimar los recursos en cuencas reforestadas de Sierra Nevada. Los resultados, en la cuenca analizada, han demostrado para una gestión forestal del 50% de la masa de pinos actual, un incremento de la recarga cercano al 40%.

Palabras clave: modelización, ecohidrología, recarga, silvicultura, agua subterránea

Geogaceta, 78 (2025), 31-34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113539>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La vegetación desempeña un papel fundamental en el balance hídrico de las cuencas en regiones semiáridas (Ruiz Pérez et al., 2016). La escasa disponibilidad de agua hace que los bosques semiáridos sean poco productivos, no estén gestionados y suelen acabar abandonados. Estas circunstancias incrementan el aumento del riesgo de incendios forestales y disminuyen la cantidad total de escorrentía, tanto superficial como subterránea.

La silvicultura ecohidrológica es un tipo de gestión forestal que propone reducir la densidad arbórea para conseguir una masa forestal con árboles más sanos y resistentes a las sequías, buscando la

optimización del recurso hídrico (mejor balance entre el agua consumida o "verde" y el agua que fluye en escorrentías o hacia el acuífero como agua "azul"). Está demostrado que, en los bosques con cubiertas forestales muy densas, la escorrentía, tanto la superficial como la subterránea, es mínima (Shenk et al., 2020). Sin embargo, si la densidad forestal se reduce, la recarga subterránea puede maximizarse (Blanco, 2017), si bien este efecto puede no producirse con precipitaciones medias anuales por debajo de los 345-500 mm/año (González-Sanchís, et al., 2019 y Del Campo, et al., 2022). En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la aplicación de un modelo espacial distribuido de precipitación-aportación en la cuenca del río Ber-

nal (Jérez del Marquesado, Granada), con el que se pretende cuantificar el efecto sobre la recarga de agua subterránea tras una intervención de clareo del bosque.

Área de estudio

La cuenca del río Bernal se encuentra en el Parque Nacional de Sierra Nevada, en la provincia de Granada, en el sur de España, en una región climática semiárida. El punto central de la misma se localiza en torno a las coordenadas UTM ETRS89/30N X=483.815 Y= 4.115.988. La cuenca tiene una superficie de 25,8 km², con 14 km de longitud y una anchura media de unos 2 km. Su altitud media es de 1.703 m s.n.m., con un máximo de 2.394 m s.n.m. y un mínimo de 1.011 m s.n.m.

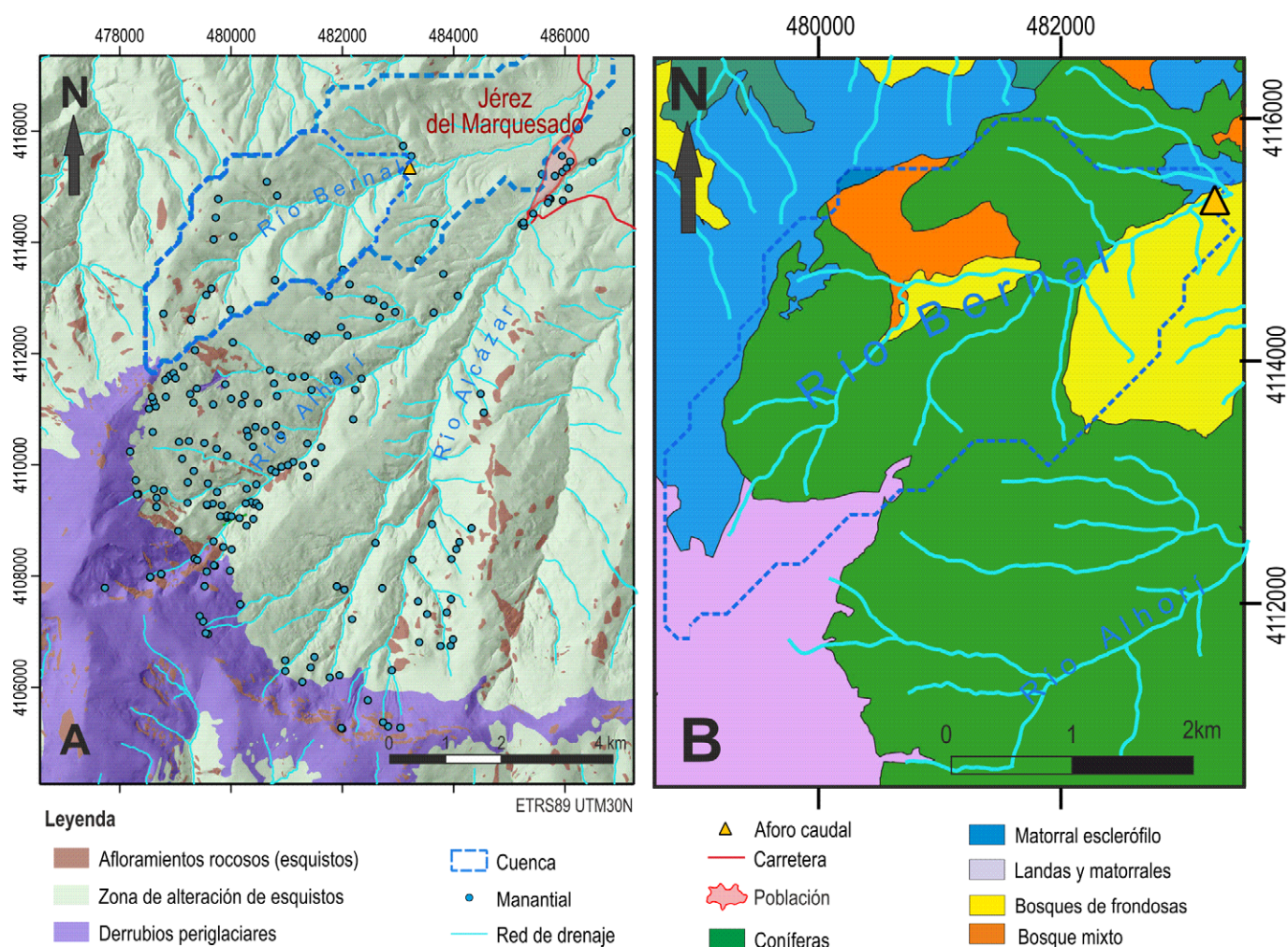


Fig.1.- Localización espacial del área de estudio. Mapa hidrogeológico de la cuenca del Bernal y cobertura forestal. Ver figura en color en la web.
Fig.1.- Spatial location of the study area. Hydrogeological map of the Bernal basin and forest cover. See color figure in the web.

Está constituida por materiales metamórficos alterados que conforman acuíferos superficiales en pendiente, de poco espesor y permeabilidad de alta a moderada. El 63% de la cuenca corresponde a afloramientos de micaesquistos grafitosos y cuarcitas (16,3 km²) que se encuentran alterados dando lugar a sedimentos permeables. El área restante (9,4 km²) engloba afloramientos de relleno de cuenca, glaciares y aluviales. No obstante, el estudio sobre la influencia de la silvicultura ecohidrológica en la cuenca, se va a centrar en la zona más elevada de la misma (9,9 km²), aguas arriba del punto de control de aforo (figura 1A) donde la litología aflorante corresponde únicamente a materiales metamórficos alterados.

La zona de estudio presenta una precipitación media de unos 700 mm/año, 7,5 °C de temperatura media y 845 mm/año de evapotranspiración potencial (1.951-2.022).

Muestra una importante masa forestal de pino de repoblación (figura 1B) que fue desarrollada a mediados del siglo XX y que

actualmente se encuentra con una gran densidad de ejemplares y abandonada.

La recarga de los materiales permeables se produce por infiltración del agua de precipitación. El agua que se infiltra recarga al acuífero superficial de poco espesor y en pendiente y descarga a través de los cauces superficiales de primer orden y por manantiales existentes a media ladera.

Metodología

La modelización hidrológica de la cuenca del río Bernal, se realiza a partir del modelo conceptual distribuido de simulación hidrológica TETIS v9.0, desarrollado por la Universitat Politècnica de València (UPV, 2021).

El modelo trata de simular la respuesta hidrológica de la cuenca ocasionada por la entrada de lluvia y/o nieve, teniendo en cuenta los diferentes procesos físicos involucrados y empleando la modelización distribuida de tipo conceptual.

La producción de la escorrentía se basa en la realización de un balance hídrico por celdas, asumiendo que el agua se distribuye en seis niveles o tanques de almacenamiento conceptuales y conectados entre sí.

La información previa que requiere la modelización hidrológica es:

-*Datos meteorológicos.* El análisis de las series climáticas parte de la malla de nodos climáticos ROCIO desarrollada por AEMET (Peral et al., 2017) que permite la obtención de datos diarios de precipitación, temperaturas máximas, mínimas y evapotranspiración, desde el 1951 hasta el 2022, cada 5 km (<https://sarai-data.igme.es>).

-*Descriptores del terreno.* Corresponden a datos relativos a la geomorfología provenientes del modelo digital de elevaciones, como son: celdas acumuladas, dirección de flujo, pendientes, velocidad de flujo en la ladera y mapas relacionados con parámetros hidrológicos necesarios para el modelo, como son los mapas de almacenamiento estático del suelo

FC1	Almacenamiento estático
FC2	Evapotranspiración potencial
FC3	Infiltración
FC4	Velocidad de flujo en la ladera (Escurrentia)
FC5	Percolación
FC6	Velocidad de interflujo (Flujo hipodérmico)
FC7	Percolación profunda
FC8	Velocidad de flujo subterráneo conectado
FC9	Velocidad de flujo

Tabla 1.- Descripción de los factores correctores.
Tabla 1.- Description of corrective factors.

(Hu), de capacidad de infiltración (Ks), de percolación (Kp) o de conductividad hidráulica, además de los mapas de usos del suelo. Esta información se ha tratado con una resolución de 50x50m a partir de datos de la Red de Información Ambiental (REDIAM) de la Junta de Andalucía.

Por otro lado, a cada uno de los usos de suelo presentes en la cuenca se les asigna un coeficiente de cultivo (Kc) que varía mensualmente (12 valores) a lo largo del año, y una interceptación de la lluvia por parte de la cobertura vegetal. Las simulaciones del efecto del clareo en el bosque se han realizado aplicando un porcentaje de reducción, entre el 10% y el 100%, en dichos parámetros (Kc e interceptación).

-Hidrogramas. Datos provenientes de aforos directos realizados durante campañas de campo ejecutadas en los años 1.971-1.979, recogidos en el marco del estudio "Modelo matemático de la Depresión de Guadix (IGME, 1980)

Caso de estudio: cuenca del río Bernal

El modelo hidrológico distribuido se ha realizado a escala temporal diaria, y espacial de 50x50m. En primer lugar, se ha llevado a cabo su calibración a través del ajuste de nueve factores correctores (FC) relacionados con el proceso de formación y distribución de la escurrentia (Tabla 1), previo análisis de sensibilidad de parámetros.

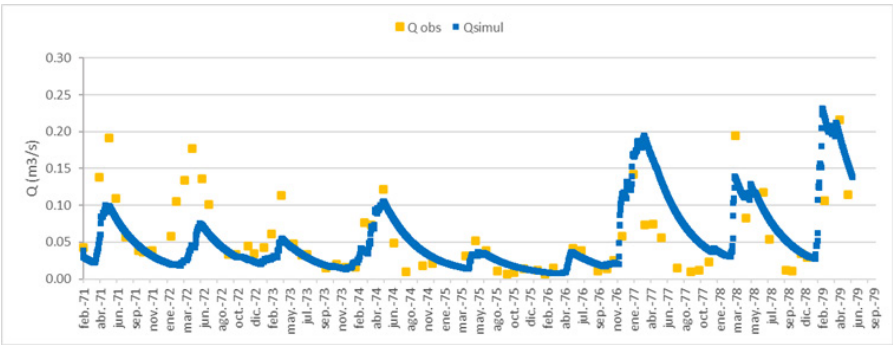


Fig. 2.- Análisis comparativo del caudal observado y simulado en el río Bernal. Ver figura en color en la web.
Fig. 2.-Comparative analysis of the observed and simulated flow in the Bernal River. See color figure in the web.

El proceso de calibración pretende conseguir minimizar la diferencia entre el caudal observado del río Bernal y el calculado por el modelo. Como índices de bondad del modelo se han tomado de referencia: el índice de Nash-Sutcliffe y el error en volumen (Wouter et al, 2019).

La calibración del modelo hidrológico se realiza para una serie temporal de 1.971-1.979, en la que se alcanza un índice de Nash-Sutcliffe de 0,3 y un error en volumen de 2,3%, por lo que se considera una calibración aceptable (Figura 2).

Una vez calibrado se ha simulado el efecto que suponen distintos escenarios de gestión forestal (Tabla 2).

Resultados y discusión

La precipitación media de la serie analizada es de 746 mm/año, de los cuales 519 mm/año (69%) corresponden a lluvia y 228 mm/año (31%), a nieve. La temperatura media es de 7°C y la ETP (calculada con la expresión de Hargreaves) corresponde a 819 mm/año.

La cubierta forestal de pino mediterráneo ocupa un 57% de la superficie de la cuenca modelizada.

La disminución de la superficie ocupada por la cubierta vegetal favorece la disminución de la evapotranspiración e interceptación y consecuentemente pro-

duce un incremento de la infiltración de agua en el suelo (flujo hipodérmico) y de la recarga del acuífero (flujo subterráneo) así como del caudal del río aguas abajo (figura 3).

Por otro lado, la escurrentia superficial hace alusión al agua que circula por la ladera tras un evento de lluvias intensas, en nuestro caso dadas las características del terreno, la escala diaria del modelo aplicado, las intensidades pluviales registradas y las dimensiones de la cuenca, el resultado es que la escurrentia superficial es nula, aunque en ocasiones se haya detectado escurrentia durante unas horas.

Según el modelo aplicado, una intervención de clareo del bosque en un 50%, provocaría una disminución en la interceptación de un 30% (30 mm/año) aproximadamente, y una disminución en la evapotranspiración en torno al 20% (78 mm/año), lo cual favorecería el incremento de la recarga del acuífero en un 37% (53 mm/año), que supondría una tasa de recarga del 26% respecto a la precipitación media de la cuenca, siendo la tasa de recarga sin gestión forestal del 19%. El caudal del río Alhorí, también mostraría un incremento del 37% (47 mm/año) respecto al caudal existente sin labores de clareo.

No obstante, otros trabajos han demostrado que la efectividad de la aplica-

Componentes	Clareo										
	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
Precipitación	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6	746.6
Interceptación	102.7	97.4	91.4	85.2	78.8	72.6	67.0	62.3	58.6	56.2	55.2
Evapotranspiración	403.1	389.2	374.7	359.4	343.0	325.4	306.5	286.3	265.1	243.1	220.7
Escurrentia superficial	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Infiltración (flujo hipodérmico)	269.8	287.4	306.2	326.0	347.0	369.1	392.4	416.4	440.3	463.8	486.5
Percolación (flujo subterráneo)	142.6	152.2	162.2	172.4	183.6	195.6	208.0	221.1	235.7	250.7	269.3
Caudal de salida (*)	126.4	134.4	143.2	152.9	159.7	173.0	180.9	194.7	204.1	212.8	217.3

Tabla 2.- Balance hídrico de la cuenca del río Bernal con distintos escenarios de gestión forestal (mm/año).
Tabla 2.- Water balance of the Bernal River basin with different forest management scenarios (mm/y).

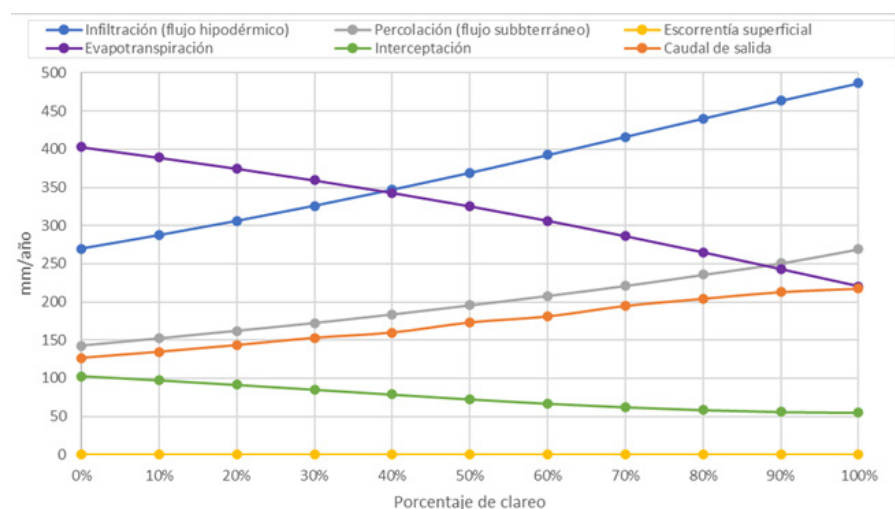


Fig. 3.- Evolución del balance hídrico resultante de la gestión forestal en la cuenca del río Bernal. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Evolution of the water balance resulting from forest management in the Bernal River basin. See color figure in the web.

ción de las técnicas de silvicultura enfocadas a la ecohidrología depende, en gran medida, de la precipitación y la masa forestal existente en la cuenca. Esta conclusión ya se recogía en otros estudios, donde los resultados mostraron un umbral de precipitación anual de 345-500 mm, por debajo del cual la gestión forestal no es efectiva en términos de aportes de agua en escorrentía y en recarga, ya que no se produce un aumento significativo de la percolación. La relación aporte de agua/consumo tras la gestión forestal confirmó la baja eficiencia de esta estrategia en ambientes semiáridos (González Sanchís et al., 2019, y Del Campo, et al., 2022).

Por otro lado, otros estudios hidrológicos previos predijeron que se requería una reducción del 40 al 60 % en el área basal forestal para que se detectaran aumentos significativos en el rendimiento de las aguas superficiales (Del Campo et al., 2022).

Conclusiones

El impacto en la recarga de agua subterránea, a través del empleo de prácticas de silvicultura, podría ser notable en la cuenca del río Bernal ubicada en la ladera norte de Sierra Nevada.

En definitiva, los tratamientos forestales pueden mejorar el funcionamiento de las cuencas hidrográficas al reducir las tasas de evapotranspiración y de intercepción de la precipitación por parte del dosel forestal, teniendo en cuenta que su efectividad dependerá de la precipitación y de la extensión de la masa forestal existente.

En el caso de estudio ambas características han permitido obtener unos resultados que demuestran la confiabilidad de la silvicultura ecohidrológica y animan a seguir estudiando el efecto del manejo forestal en las cuencas de Sierra Nevada, no sólo para mejorar la componente de flujo subterráneo, sino de los flujos superficiales e hipodérmicos, lo cual se traduce en un aumento significativo del caudal medio y el caudal base de los ríos.

Contribución de los autores

Marín-Carrillo: Estructura del trabajo, redacción, figuras, edición del manuscrito, investigación/análisis. **Vélez-Upegui:** Apoyo en los trabajos de simulación (Tetis). **Molina-Herrera:** Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. **Martos-Rosillo:** Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión y financiación.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto REVIERTE que cuenta con el apoyo de la Fundación Biodiversidad del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (MITECO) en el marco del Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia (PRTR), financiado por la Unión Europea – Next-GenerationEU, con el apoyo del proyecto PID2022-140092OB-I00, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación.

Las opiniones y documentación aportadas en esta publicación son de exclusi-

va responsabilidad del autor o autores de los mismos, y no reflejan necesariamente los puntos de vista de las entidades que apoyan económicamente el proyecto.

Agradecemos a los coordinadores del proyecto Sarai (IGME-CSIC), mediante el cual se ha facilitado la tarea de obtención de los datos climáticos de la Serie Rocío de AEMET. Así como a Francisco Moral Martos y otros revisores que de manera desinteresada han aportado sugerencias que han permitido mejorar el entendimiento del presente artículo.

Referencias

- Blanco, J.A. (2017). *Ecosistemas* 26(2): 1-9. Doi.: 10.7818/ECOS.2017.26-2.01.
- Del Campo, A., Otsuki, K., Serengil, Y., Blanco, J.A., Yousefpour, R. and Wei, X. (2022). *Forest Ecology and Management* 519, 120324.
- González-Sanchís, M., Ruiz-Pérez, G., Del Campo, A., García-Prats, A., Francés, F. and Llu, C. (2019). *Journal of Environment Management* 231, 653-665.
- IGME, 1980. *Modelo matemático de la Depresión de Guadix* (1980).p 350.
- Martos, S., Martín, J.M., Ramos, B., Abellán, J., González, A., Jódar, J., Peinado, T., Cifuentes, V., García, F.J. y Durán, J.J. (2020). *XI Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua*.
- Padilla, A., y Delgado, J. (2012). *Programa Trasero - Tratamiento y gestión de series de datos temporales*. Diputación Provincial de Málaga: Trasero 2.0.p 49
- Peral, C., Navascués, B. y Ramos, P. (2017) *AEMET Nota Técnica n° 24*. http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/NT_24_AEMET/NT_24_AEMET.pdf
- Ruiz-Pérez, G., González-Sanchis, M., Del Campo A.D. and Francés, F. (2016). <https://doi.org/10.1016/j.ecolmod-el.2016.01.002>
- Schenk, E.R., O'Donnell, F., Springer, A.E. and Stevens, L.E. (2020). *Ecological Engineering*, volume 145. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.105701>
- UPV (2021). *Descripción del modelo conceptual distribuido de simulación hidrológica TETIS v.9*. Universidad Politécnica de Valencia. Grupo de Investigación en Modelación Hidrológica y Ambiental Distribuida Instituto Universitario de Investigación de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente. 97 p. <http://lluvia.dihma.upv.es/>

Las surgencias de agua dulce en la costa de la Comunidad Valenciana (España) a partir de la descripción de la costa de Gaspar Escolano (siglo XVII)

Coast marine springs in the Gaspar Escolano description (17th century) of the Valencian Community coast (Spain)

José Enrique Tent-Manclús^{1,2*}, Davide Bonomo², Juana D. Jordá^{2,3}, José Navarro Pedreño⁴ y Manuel M. Jordán⁴

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, Universidad de Alicante, 03690-San Vicente del Raspeig (Alicante).

je.tent@ua.es

² Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef", Universidad de Alicante, 03690-San Vicente del Raspeig (Alicante).

Davide.Bonomo@ua.es

³ Dpto. de Bioquímica y Biología Molecular y Edafología y Química Agrícola, Universidad de Alicante, 03690-San Vicente del Raspeig (Alicante).

juana.jorda@ua.es

⁴ Dpto. de Agroquímica y Medio Ambiente, Universidad de Miguel Hernández, 03202-Elche (Alicante).

jonavar@umh.es, manuel.jordan@umh.es

*Corresponding author

ABSTRACT

In the 17th century, Gaspar Escolano made a description of the coasts of the Kingdom of Valencia. He describes different sources of fresh water along the coast. In Peñíscola (Province of Castellón), he mentions a source near where the waves break that became saline and then returned to fresh water, being one of the first documented mentions of coastal salinization and its reversal. In the province of Valencia, the Albufera was a lagoon of sea water connected to the sea that had fresh water springs, used by fishermen. Today, some springs called "ullals" are still active and already pour into a coastal lagoon of fresh water. Finally, in Alicante, he mentions the Agua Dulce cove in Denia and the sandbank of Rio Seco, while he describes the important coastal spring of the Morro de Toix cliff, now mainly inactive. This information from 400 years ago allows us to know the coasts before the great anthropic modification of the 20th century.

Key-words: Valencian Kingdom, Escolano, marine spring, 17th century.

RESUMEN

En el siglo XVII Gaspar Escolano realiza una descripción de las costas del Reino de Valencia. En dicho trabajo se mencionan las diferentes fuentes de agua dulce de la costa. En Peñíscola (Provincia de Castellón) menciona una fuente cercana a donde rompen las olas, que se salinizó y luego volvió a ser dulce, siendo una de las primeras menciones de salinización costera y su reversión documentado. En la provincia de Valencia, la Albufera era un lago de agua marina con conexión al mar que tenían surgencias de agua dulce, aprovechadas por los pescadores. En la actualidad aún se encuentran activos algunos manantiales llamados "ullals" que ya vierten a un lago costero de agua dulce. Por último, en Alicante, menciona la cala del Agua Dulce en Denia y el banco de arena de Rio Seco, mientras que describe el importante manantial costero del acantilado de Morro de Toix ahora normalmente inactivo. Esta información de hace 400 años permite conocer las costas antes de la gran modificación antrópica del siglo XX.

Palabras clave: Reino de Valencia, Escolano, surgencias marinas, siglo XVII.

Geogaceta, 78 (2025), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113664>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Las descargas de los acuíferos costeros de la Comunidad Valenciana están en la actualidad fuertemente antropizados por captaciones para su aprovechamiento en la agricultura o consumo humano. Aún se reconocen algunas surgencias de agua dulce como Peñíscola (Mejías et al., 2012) indicando la existencia de otras que en la actualidad no vierten al mar sino a una laguna dulce costera, como es la Albufera de Valencia (Sanchis Ibor,

2010), u otras que sólo son activas en periodos de lluvias, como Toix (López-Geta et al., 2015).

A principios del siglo XVII, Gaspar Escolano (1610; 1611) describió en sus dos partes de la *Década primera* (década se refiere a 10 libros) las costas del antiguo Reino de Valencia de la Corona de Aragón, que corresponde a la actual Comunidad Valenciana. Dicho trabajo, se escribió, en su mayoría, antes de la expulsión de los moriscos, ofreciendo una imagen de un reino que cambió radicalmente

con dicho suceso. Recopila de fuentes originales de la época, los informes realizados para el establecimiento de la red de torres defensivas de la costa contra la piratería ordenado por Felipe II, por lo que, ofrece un cuadro de gran detalle de la costa. El trabajo de Escolano (1610; 1611) quedó enmascarado por el posterior de Cavanilles (1797), basado en parte en el primero, y que en tiempos recientes ha sido ampliamente editado y referenciado. El del siglo XVII no ha tenido tanta suerte en sus ediciones, destacando la

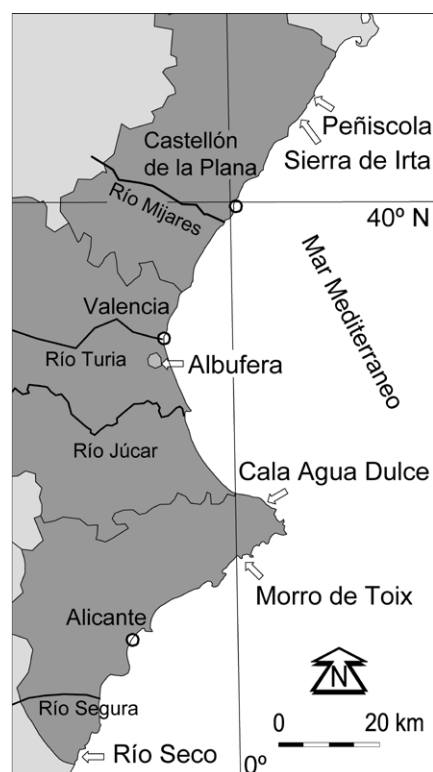


Fig. 1.- Situación de las surgencias costeras mencionadas en el texto.

Fig. 1.- Location of the coastal spring mentioned in the text.

de Perales (1878-1880) del siglo XIX que completa la obra, ya que el manuscrito de *Década segunda*, que no llegó a ser publicado, se perdió.

En este trabajo se utiliza la *Década primera* en la edición de Perales (1878-1880) para buscar las antiguas surgencias costeras (submarinas y en la zona emergida) de la costa de la Comunidad Valenciana. Ambientes también conocidos como estuarios submarinos (Moore, 1999). En este trabajo se extraen las citas y se compara con lo que se observan en la actualidad. El trabajo de Escolano cuya descripción debería rescatarse, al ofrecer una completa imagen del paisaje del Reino de Valencia de hace 400 años.

Provincia de Castellón

En esta provincia destacan los manantiales del Castillo de Peñíscola y la Sierra de Irtá (Fig. 1), estudiados por Mejías et al. (2012). En el libro 8, de Escolano (1611) escribe sobre Peñíscola: "A la vertiente de la costa está la villa con sola una puerta para entrar y salir, que mira á tierra firme, y se guarda con un baluarte y puertas levadizas y muro alrededor; y no se puede llegar á ella, salvo por un canal de tierra firme, que allí se dejó la misma naturaleza para pasadizo; y este tan angosto, que por

poco que se embravezca el mar, le cubre y deja aislado el peñón. Desde él, por dentro de sus entrañas, baja una cavidad o mina encubierta hasta llegar al mar, en que hay labrada una escalera de piedra.

(...) Ni es menos inexpugnable por la copia de aguas dulces de que enriqueció el cielo aquel gran peñasco entre las saladas del mar, por cuanto en sus laderas van brotando doce fuentecillas; y allá bajo en la villa, junto á donde quiebran las olas, nacen algunas, pero señaladamente una sabrosísima y grande, de que beben los moradores: si bien en nuestro tiempo (cosa jamás vista) enloqueció y se tornó salada, con suma admiración y tristeza dellos. Mas volvió en si en breves años, y permanece hoy día con su dulzura. Es milagroso el nacimiento della, porque le tiene entre las bocas del peñón, por donde trepan las olas; que parece se estudió la naturaleza en sola la comodidad de sus vecinos, pues á seis pasos la zambulle en el mar. Finalmente, hacen admirable y prodigioso el sitio del peñón, las muchas cavernas y cuevas que le penetran hasta lo más bajo y profundo, con sus boquerones al mar;" (Escolano Ed. Perales, 1878-1880).

Llama la atención de que en la actualidad la localidad de Peñíscola (Fig. 2) ocupa ampliamente el istmo que ya no es un "pasadizo angosto". Es interesante la mención a la salinización del manantial principal en la parte baja del peñón y que luego volvió a ser dulce. La distancia de 6 pasos serían unos 5 metros y debería encontrarse al sur del peñón actual, donde



Fig. 2.- Pueblo antiguo de Peñíscola en la parte alta de afloramiento rocoso del Este y su ampliación en el tómbolo. Imagen de 2007 del Institut Cartogràfic Valencià. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Old town of Peñíscola on the upper part of the eastern rocky outcrop and its extension on the tombolo. Picture of 2007 by the Institut Cartogràfic Valencià. See color figure in the web.

en la actualidad se encuentra el puerto deportivo, tal como se aprecia por las fotografías térmicas del trabajo de Mejías et al. (2012).

En la Sierra de Irtá sólo menciona la cala de las Fuentes: "En la costa se sigue un puesto que le llaman las Fuentes. Tras este viene la Cala Mundina y la Blanca, al remate del Cabo Hirta." (libro 8, Escolano Ed. Perales, 1878-1880).

La Cala de las Fuentes, tiene los manantiales activos también en la actualidad (Mejías et al., 2012).

Provincia de Valencia

En la costa valenciana destaca la Albufera de Valencia, que actualmente es un lago costero de aguas dulces a salobres (Marco-Barba et al., 2019) regulado por 3 sistemas de compuertas llamadas las golas de Pujol, Perellonet y Perelló (de Norte a Sur). En tiempos de Escolano era diferente con una gola, distinta a las actuales, llamada de la Albufera en las cercanías de la Torre y Casa del Rey (la actual playa del Rey, Sanchis Ibor, 2010). La gola de la Albufera era suficientemente ancha para poder entrar las aguas saladas, sin embargo, desde época de la reconquista (s. XIII) y probablemente antes, se cerraba artificialmente la gola con troncos, ramas y arena para hacer una gran piscifactoría que suministraba abundante y constante pescado a la ciudad de Valencia "al Agosto en el recio de los calores (en que el mar hirviendo se sale de sus límites y llega casi á comunicar sus aguas con las de la Albufera, por la parte que mas cercanos están, entonces abren la boca (que dicen), y entran las del mar con infinita cantidad de crias de todos géneros de peces recién nacidos, cebados con el gusto del agua medio dulce, y viene á llenarse para años dellas y dellos, criándose en aquel charco, crecen tanto en número y corpulencia, que dan la vida á mil pescadores con sus lances, y con la comida á todo el vulgo de naturales y forasteros, de una ciudad tan populosa como Valencia." (libro 6, Escolano Ed. Perales, 1878-1880).

Según Escolano: "No es más honda la Albufera de lo que basta para sustentar barcos de á dos remos por banda; y así en toda ella se puede hallar pie, por la mucha arena que le entra con las avenidas de los barrancos. De cuando en cuando, á trechos, se levantan dentro della, unas como islas de cañaverales ó carrizales, que sirven de bosques y fortalezas para

guarecerse las infinitas aves, (...). Un solo islote o seco de arena se descubre en toda su latitud; y con estar rodeado de aguas saladas, como para alivio de los navegantes, produce una fuente de dulce." (libro 6, Escolano Ed. Perales, 1878-1880). El islote que se refiere debe corresponde a l'Alcatí al sur de la actual pedanía del Palmar como puede apreciarse en la acuarela de 1563 de Anthonie Van der Wijngaerde (Roselló Vives et al., 1990).

En la época de Escolano, en la Albufera había unas salinas que: *"se ven las salinas que bastecen copiosamente de sal la ciudad y su comarca"* (libro 6, Escolano Ed. Perales, 1878-1880).

El cambio de salinidad de la Albufera debió ocurrir a finales del siglo XVIII (Sanchis Ibor, 2010) por lo que los numerosos manantiales actuales de la Albufera, conocidos como "ullals" vierten ahora a una lagoon salobre. En el mapa reciente de la Albufera del Institut Cartogràfic Valencià (Embuena Puerta, y Segura Marín, 2014), se cartografían los "ullals" actuales.

Provincia de Alicante

La mención del manantial más al norte de esta provincia está a una legua (5,5 km) al sur de la ciudad de Dénia en el promontorio del Cabo de San Antonio: *"Desde este castillo (San Martín al sur de Xàbia) va corriendo la costa hasta la torre de la Mezquita, espacio de media legua. De la Mezquita (...) hay lo mismo hasta la torre de San Anton (actual Faro del Cabo de San Antonio). Desta, (...) se va á la torre del Agua Dulce otro tanto camino. Y finalmente, de la torre del Agua Dulce, (...) hay una legua hasta Dénia"* (libro 6, Escolano Ed. Perales, 1878-1880). En la Fig. 3 se aprecian dos puntos de surgencia en el manantial del Aigua Dolça (Agua Dulce en Escolano) en una imagen térmica aérea.

Más al sur, en el Morro de Toix, describe la gran surgencia de la Cueva de los Palomos, actualmente inactiva (Fig. 4) aunque debajo del nivel del mar a unos 100 m hacia el Oeste se encuentra el Sumidero de Toix que en la actualidad succiona agua de mar hacia el macizo (Cortés et al., 2003).

"A la banda de poniente, respecto de Calpe, viene un cabo ó montaña, que llaman de Toyx, á media legua de Hifach, donde á la misma lengua del agua labró la naturaleza una cueva, que por los muchos palomos silvestres que en ella se anidan, tiene nombre de los Palomos; y no

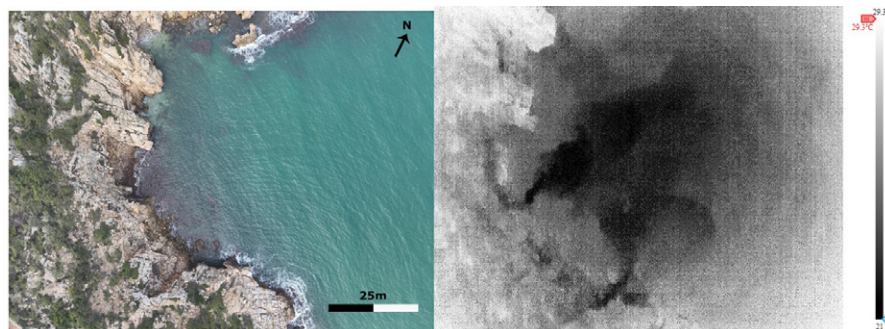


Fig. 3.- Manantial de la Cala de el Agua Dulce al Sur de Denia, en los acantilados del Cabo de San Antonio. A la izquierda imagen en el visible y a la derecha imagen en infrarrojo con variación de temperatura desde 21° (negro) a 29'3° grados (blanco). Se aprecian dos puntos de surgencia de agua dulce (más fría) respecto al agua del mar. Fotografías tomadas el 5 de noviembre de 2024 con un drone DJI Mavic 3T. Latitud: 38° 49' 14,508" N Longitud: 0° 9' 40,218" E. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Cala de el Agua Dulce spring south of Denia, on the Cabo de San Antonio cliffs. On the left, visible light image and on the right, infrared image with a temperature variation from 21° (black) to 29.3° (white). Two points of freshwater (colder) springs compared to the warmer sea water can be seen. Photographies taken on November 5, 2024 with a DJI Mavic 3T drone. Latitude: 38° 49' 14.508" N Longitude: 0° 9' 40.218" E. See color figure in the web.

se puede entrar á ella sino es con barco. Tiene de largo cien pasos de ancho y cincuenta y dos picas de alto. Junto á la boca desta cueva, á la misma lengua del agua, sale de dicha peña un rio tan impetuoso y grande, que aunque no se deja ver como se entra en el mar, por ser por allí muy fondeable, los bajeles que allí tocan sienten su furia, y de miedo de volcarse," (libro 6, Escolano Ed. Perales, 1878-1880).

La descripción de estas medidas es difícil de entender, el *"de largo cien paso de ancho"* puede ser la profundidad de la cueva de unos 90 m. pero la altura de *"cincuenta y dos picas"*, parece exagerado porque Escolano en el libro 8 menciona las medidas de una pica de 20 palmos que son alrededor de 4 m. En la Fig. 4 se muestra la Cueva de los Palomos en la actualidad. La altura de la entrada debe ser de unos 20 m. La parte vertical del acantilado de Toix llega al Oeste a los 70 m, mientras que, al Este, donde se encuentra dicha cueva es de unos 30 m (Tent-Manclús et al., 2024). Cavanilles (1797) añade, respecto a la Cueva de los Palomos: *"Yo no he visitado aquel sitio; pero oí decir á los naturales que hacia la parte occidental de dicho cabo se observa una corriente en las aguas del mar, y que los marineros quando están en aquel sitio sacan agua dulce, introduciendo hasta cierta profundidad un cántaro vacío y tapado, que destapan quando está sumergido en contacto de la corriente."* Confirmando que alguna surgencia seguía funcionando. El fondo marino está lleno de surgencias, 34 se identifican en trabajos de espeleobuzo (Rodríguez Hernández et al., 2007) y el sonar de barrio do lateral en la base del acantilado confir-

ma la existencia de numerosos conductos kársticos (Bonomo et al., 2024).

Finalmente, en la descripción de la Torre Horadada menciona que: *"tiene enfrente doscientos pasos dentro del mar, un banco de arena, y á tierra un riachuelo, que llaman Rioseco. De aquí á Cabo Royo corre la costa dos leguas, dejando entre medias la cala de la Nave."* (libro 6, Perales, 1878-1880).

Ese banco de arena funciona, durante los periodos de abundantes lluvias como una surgencia. En las batimetrías del Ministerio de Transición Ecológica y Reto Demográfico (ecobatimetria de Alicante, 2007) se aprecia dos depresiones que marcarían las surgencias. Esta descripción es similar a la del islote o seco de arena de la Albufera de Valencia, mencionadas anteriormente. Actualmente, es la llamada Cala de las Palmeras de Pilar de la Horadada donde desemboca el llama-

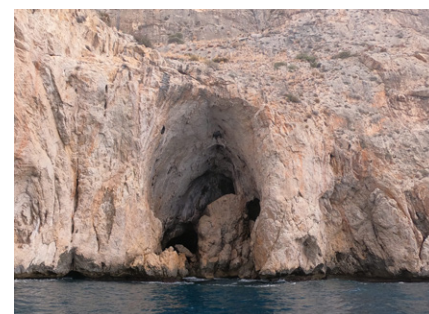


Fig. 4.- Cueva de los Palomos en Morro de Toix (Calpe) Alicante. La entrada de la cueva en el acantilado tiene sobre 20 m de alto. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Cave of the Palomos in Morro de Toix (Calpe) Alicante. The entrance to the cave in the cliff is about 20 m high. See color figure in the web.

do Río Seco (López Geta et al., 2015). El *Cabo Royo* se refiere a Cabo Roig.

Conclusiones

En la descripción de la costa del Reino de Valencia realizada por Gaspar Escolano a principios del siglo XVII permite identificar surgencias de agua dulce que vierten al mar y que en la actualidad algunas son activas (Peñíscola, Irtá, Agua Dulce/Aigua Dolça) otras no (Cueva de los Palomos), la de Río Seco funciona sólo en episodios de grandes lluvias, y los ullals de la Albufera de Valencia ahora no vierten a un lagoón salado sino salobre o dulce. El tan actual problema de la salinización de acuíferos costeros e intrusión salina también ocurrió en el siglo XVII en la fuente principal que abastecía al pueblo de Peñíscola y que volvió a ser dulce. La *Década* de Escolano ofrece una descripción de las costas valencianas antes de la gran modificación del siglo XX.

Contribución de los autores

J. E. T.-M. Estructura del trabajo y coordinación. D.B. Figuras y trabajo de campo, J. D. J. metodología y análisis. J. N P. revisión y edición del manuscrito. M. M. J. Trabajo de campo y edición del manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado por el programa Thinkinazul NextGenerationEU (PRTR-C17.I1) de la Unión Europea, proyecto de la Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039,

el proyecto PID2020-114381GB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación y VIGROB21-053 (Universidad de Alicante). Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos.

Referencias

- Bonomo, D., Ronda, J. L., Benabdeloued, B. Y. N., Tent-Manclús, J. E., Salcedo-Justicia, E. M. y Alcántara-Carrió, J. (2024). En: *GEOLIT24 - Libro de Actas - XII Jornadas de Geomorfología Litoral*. 254-259. doi: 10.4995/GEOLIT24.2024.18726
- Cortes, J. M., Antoranz, A., Menvielle, S., Ratsimandresy, A., Cisneros, J., Ramos, S., Cabrera, M. C., Serrano, V. y Mateu, J. (2003). *Boletín SEDECK* 4, 48-64.
- Cavanilles, A. J. (1797). *Observaciones sobre la historia natural, Geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Albatros ediciones, Bibliotheca Valentina, 2 tomos, 236 p. + 338 p.
- Ecobatimetrías de Alicante (2007). <https://www.miteco.gob.es/es/costas/temas/proteccion-costa/ecocartografias/ecocartografia-alicante.html>
- Embuena Puerta, C. y Segura Marín, M. A. (2014). *Mapa de Tancats de l'Albufera*. Institut Cartogràfic Valencià.
- Escolano, G. (1610). *Década primera de la Historia de la Insigne, y Coronada Ciudad y Reyno de Valencia. Primera parte*. Imprenta Pedro Patricio Mey, 1136 pp.
- Escolano, G. (1611). *Segunda Parte de la Década primera de la Historia de la Insigne, y Coronada Ciudad y Reyno de Valencia*. Imprenta Pedro Patricio Mey, 2004 pp.
- López Geta, J. A., Morales García, R., Vega Martín, L., Rodríguez Hernández, L., Hernández Bravo, J. A. y Fernández Mejuto, M. (2015). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Alicante*. Instituto Geológico y Minero de España y Diputación Provincial de Alicante, 284 pp.
- Marco-Barba, J., Burjachs, F., Reed, J. M., Santisteban, C., Usera, J. M., Alberola, C., Expósito, I., Guillem, J., Patchett, F., Vicente, E., Mesquita-Joanes, F. y Miracle, M. R. (2019). *Limnetica* 38 (1), 354-389. doi:10.23818/limn.38.22
- Mejías, M., Ballesteros, B. J., Antón-Pacheco, C., Domínguez, J. A., García-Orellana, J., García-Solsona, E. y Masqué, P. (2012). *Journal of Hydrology* 464-465, 27-40. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.06.020
- Moore, W. S. (1999). *Marine Chemistry* 65, 1-2, 111-125. doi: 10.1016/S0304-4203(99)00014-6
- Perales, J. B. (1878-1880). *Escolano Historia de Valencia*. Terraza, Aliena y compañía. Valencia y Madrid. 3 tomos. Edición facsímil por librerías Paris Valencia 2006. 700 p. + 880 p. + 1071 p.
- Rodríguez Hernández, L., Hernández Bravo, J. A. y Fernández Mejuto, M. (2007). *Los manantiales provinciales. Segunda parte*. Diputación de Alicante, 236 p.
- Roselló Vives, V. M., Teixidor de Otto, M. J., Esteban Chapapría, J., Sicluna Lletget, R., Mateu Bellés, J. F., Palomar Abascal, J. M., Piqueras Haba, J., Gregori Berenguer, J. J. y Palanca Vinué, F. (1990). *Generalitat Valenciana. Conselleria de Cultura, Educació i Ciència*. 363 p.
- Sanchis Ibor, C. (2010). *Publicacions de la Universitat de València*. 332 p.
- Tent-Manclús, J. E., Bonomo, D., Alcántara-Carrió, J. y Estévez, A. (2024). *Geo-Temas* 20, 89-92.

Estudio petrológico y geoquímico de rocas volcánicas neógenas en la zona de Cartagena-Mar Menor (SE España)

Petrological and geochemical study of Neogene volcanic rocks in the Cartagena-Mar Menor area (SE Spain)

Pablo Pérez-Vizcaino^{1*} y Juan Manuel Fernández-Soler²

¹ Centro de Investigación en Química Sostenible. Universidad de Huelva. Campus El Carmen s/n, 21007, Huelva.

pablo.perez@ciquso.uhu.es

² Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada. Campus Fuentenueva s/n, 18002, Granada.

jmfsoler@ugr.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Neogene volcanic outcrops of the Cartagena-Mar Menor area consist of domes made up of volcanic breccias at their edges and massive materials towards their core. Rocks are microporphyritic with aphanitic matrix and their most striking feature is the abundance of metamorphic restitic and igneous enclaves in their outcrops. Petrography and geochemical data suggest that the volcanic rocks in the Mar Menor would have come from a crustal peraluminous magma, while those in the Cartagena area would have originated from the mixture between a crustal magma similar to that of the Mar Menor area and a mantle magma.

Keywords: High-K calc-alkaline series, shoshonitic series, enclaves, lamproites, mantle.

RESUMEN

Los afloramientos volcánicos neógenos de la zona de Cartagena-Mar Menor consisten en domos constituidos por brechas volcánicas en sus bordes y materiales masivos hacia su interior. Las rocas son microporfídicas con matriz afanítica y su característica más llamativa es la abundancia de enclaves metamórficos restíticos e ígneos observables en ellas. Los datos petrográficos y geoquímicos sugieren que las rocas volcánicas del Mar Menor procederían de un magma peraluminoso cortical, mientras que las de la zona de Cartagena se habrían originado a partir de la mezcla entre un magma cortical similar al de la serie calco-alcalina del Mar Menor y uno mantélico.

Palabras clave: serie calcoalcalina de Alto-K, serie shoshonítica, enclaves, lamproítas, manto.

Geogaceta, 78 (2025), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113286>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 27/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Dentro de la Provincia Volcánica Neógena (NVP) del sureste de la Península Ibérica, se desarrolla una zona de magmatismo peraluminoso, con rocas pertenecientes a las series calcoalcalina de Alto-K y shoshonítica, que se extiende desde Níjar hasta el Mar Menor (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019). La edad oscila entre 11,9-6,3 Ma (Turner *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2004) y su característica más distintiva es la abundancia de enclaves metamórficos restíticos e ígneos (p.ej., Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019 y referencias allí). Otros tres grupos de materiales ígneos con distinto rango de edad son identificados en la NVP: una serie calco-alcalina de Medio-K, una provincia de rocas ultrapotásicas (lamproítas) y un grupo de basaltos alcalinos y basanitas (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019).

El objetivo de este trabajo es el de aportar nuevos datos sobre la petrografía y geoquímica de algunos afloramientos de lavas de esta región de magmatismo

peraluminoso. Se han escogido las zonas de Cartagena (Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura) y Mar Menor (Cerro Carmolí y Calnegre), en los que las rocas muestran poco grado de alteración hidrotermal, a fin de avanzar en el conocimiento de la génesis de esta provincia magmática.

Descripción de los afloramientos

Además de los edificios volcánicos que se van a caracterizar en este apartado, otros edificios neógenos dispersos de las series calcoalcalina de Alto-K y shoshonítica se reconocen en el área de estudio (Fig. 1).

Zona de Cartagena

Las rocas del Cabezo de la Fraila son de color gris oscuro a negro, bastante frescas, especialmente en las proximidades del contacto con su encajante: una secuencia turbidítica de edad Messiniense (García Tortosa *et al.*, 2004b y referencias allí).

En estos materiales detríticos, con una orientación dominante N70°E/35°NO, es posible apreciar una banda de efecto térmico y un arrastre como consecuencia de la intrusión ígnea (Fig. 2). La lava

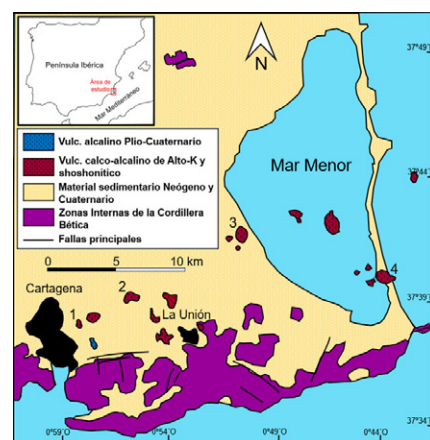


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del área de estudio. 1: Cabezo de la Fraila; 2: Cabezo Ventura; 3: Cerro Carmolí; 4: Calnegre. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Simplified geologic map of the study area. 1: Cabezo de la Fraila; 2: Cabezo Ventura; 3: Cerro Carmolí; 4: Calnegre. See color figure in the web.

presenta textura microporfídica, con fenocristales prismáticos de ortopiroxeno y tabulares de biotita, junto con cristales equidimensionales más grandes de plagioclasa en una matriz afanítica. Las facies masivas son ampliamente dominantes sobre las brechoides. En la lava abundan los xenocristales de andalucita rodeada por coronas negras de espinela.

El Cabezo Ventura está formado por lavas muy fracturadas de color gris-verde claro con un moderado grado de alteración hidrotermal y con abundantes venas verticales de alunita. La roca es microporfídica con matriz afanítica. Las facies brechificadas y los xenocristales son más abundantes que en el Cabezo de la Fraila, reconociéndose, además de los de andalucita, otros de granate y cordierita, así como grandes cristales de feldespato potásico. Se identifican enclaves microlíticos redondeados de cristallitos negros (biotita o piroxeno) en una matriz verdosa-amarillenta.

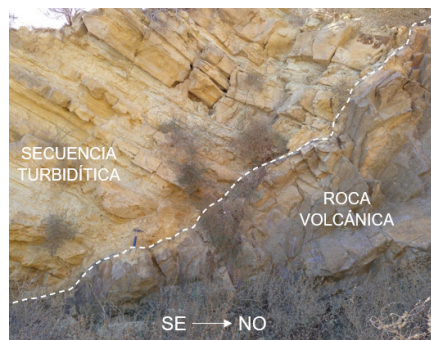


Fig. 2.- Contacto entre la roca volcánica en el Cabezo de la Fraila y la roca de caja (secuencia turbidítica). Martillo geológico como escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Contact between volcanic rock in Cabezo de la Fraila and the host-rock (turbidite sequence). Geological hammer as scale. See color figure in the web.

Zona del Mar Menor

Las lavas del Cerro Carmolí presentan tonalidades pardas y una oxidación superficial más intensa. Las facies brechoides son más abundantes que en el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura. Los xenocristales son poco abundantes, siendo los de andalucita con borde de espinela los más frecuentes. A lo largo de todo el cerro aparecen numerosas zonas masivas con diaclasado columnar, en ocasiones radial.

Por último, el entorno de Calnegre, constituido por el cerro homónimo y algunos afloramientos a su alrededor, muestra un color grisáceo oscuro cuando

la roca está fresca y tonalidades verdosas o amarillentas cuando se encuentra alterada. Destaca por el gran desarrollo de sus facies brechificadas, especialmente al este del cerro, que predominan sobre las facies masivas, con diaclasado columnar. En algunos sectores de esta brecha se observa una textura de ajuste en rompecabezas (Fig. 3), sugiriendo que se trata de una brecha hialoclástica *in situ*, formada por fracturación en ambiente submarino. Otra de sus características más llamativas es el tamaño (hasta 10 cm) y diversidad de sus enclaves. Aparte de los ya mencionados de granate, andalucita y cordierita, o los microlíticos, se aprecian otros enclaves metapelíticos con sillimanita.



Fig. 3.- Sector de facies brechoides localizado al este del Cerro Calnegre con textura de ajuste en rompecabezas. Martillo geológico como escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Brecciated facies sector located east of Cerro Calnegre with jigsaw-fit texture. Geological hammer as scale. See color figure in the web.

Petrografía

Zona de Cartagena

En sección delgada, las rocas del Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura muestran una textura microporfídica seriada, con un 40% de microfenocristales subhédricos de plagioclasa (15%) y biotita (15%), y euhédricos de piroxeno (10%) (Figs. 4A y 4B). La plagioclasa presenta zonaciones oscilatorias intensas y abundantes inclusiones de vidrio. La biotita puede presentar desde un borde de reacción negro hasta una opacitización completa de todo el cristal. En lo referente a los cristales de piroxeno, aparecen tanto orto- como clinopiroxeno (augita), siendo los de este último tipo menos comunes y más irregulares. En menor proporción (~5%), aparecen cristales alargados y subhedrales de flogopita, así como cristales irregulares

de cuarzo y grandes cristales de sanidina, estos últimos con tamaños normalmente superiores a los 5 mm. La matriz, que es hipocristalina, contiene microlitos de plagioclasa (20%), con orientación variable, cristales de piroxeno (15%) y minerales opacos (5%), englobados en abundante vidrio incoloro (20%). Apatito y circón aparecen como fases accesorias, generalmente incluidos en cristales de biotita.

A pesar de que ambos afloramientos tengan características comunes, la presencia de cristales de flogopita y sanidina, junto a la opacitización de la biotita, es más común en el Cabezo Ventura.

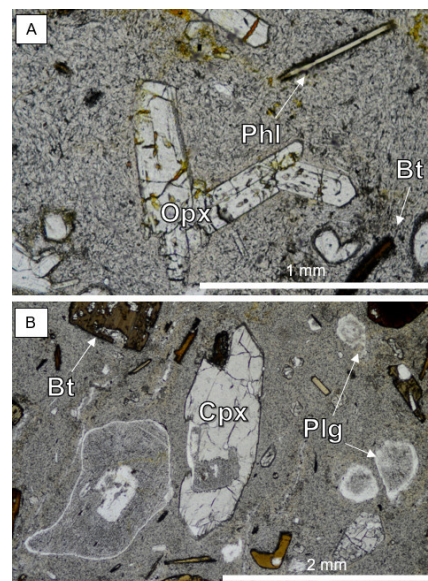


Fig. 4.- Imágenes de microscopía óptica con polarizadores paralelos de las rocas volcánicas en la zona de Cartagena. Phl: flogopita, Opx: ortopiroxeno, Bt: biotita, Cpx: clinopiroxeno, Plg: plagioclasa. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Plane-polarized images of volcanic rocks in the Cartagena area. Phl: phlogopite, Opx: orthopyroxene, Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Plg: plagioclase. See color figure in the web.

Zona del Mar Menor

Las rocas de los cuerpos del Cerro Carmolí y Cerro Calnegre presentan textura microporfídica no vesicular, con un 50% de microfenocristales en una matriz afanítica. Las fases más abundantes son plagioclasa (25%) y ortopiroxeno (20%) (Fig. 5A). La primera se presenta como cristales subhedrales maclados, zonados y con abundantes inclusiones de vidrio, mientras que el ortopiroxeno aparece como cristales prismáticos casi euhedrales. Ambos desarrollan una textura seriada. Otras fases presentes (5%) son minerales opacos (ilmenita), y, como fase accesorias, apatito.

Los xenocristales son muy abundantes. Los más comunes observados en sección delgada están formados por cristales individuales de cordierita con corona de plagioclasa o vidrio a su alrededor. Suelen tener una morfología redondeada, además de encontrarse en ocasiones pinnitizados y/o con inclusiones de vidrio o fibrolita. También pueden estar maclados (Fig. 5B).

En los xenocristales de andalucita, esta puede llegar a estar reemplazada por sillimanita. La espinela que la rodea a modo de anillo, además de marrón, llega a ser verdosa (ambos colores con polarizadores paralelos) en algunos ejemplares. Los enclaves microlíticos, formados por piroxeno, plagioclasa, minerales opacos y vidrio, pueden desarrollar una corona de plagioclasa a su alrededor.

La matriz es pilotaxítica, con un 25% de microlitos de plagioclasa. El vidrio es menos frecuente que en las secciones delgadas de la zona de Cartagena (10%) y puede estar transformado en minerales del grupo de las arcillas. Otros componentes de la matriz son ortopiroxeno (15%), minerales opacos y apatito (<5%).

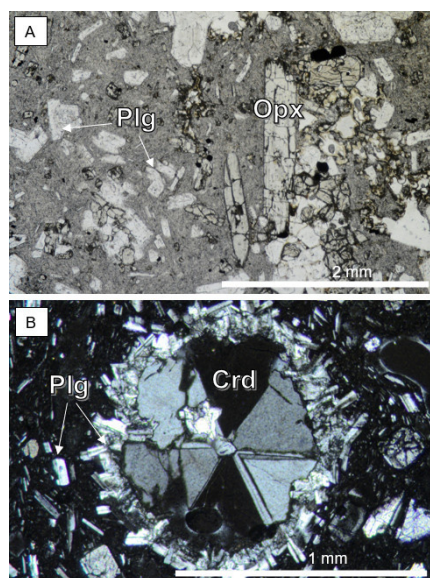


Fig. 5.- A: Aspecto común de las rocas volcánicas peraluminosas en la zona del Mar Menor. Imagen de microscopía óptica con polarizadores paralelos; B: Imagen con polarizadores cruzados de una macla en sector trilling en una cordierita de Calnegre, con anillo de plagioclasa. Plg: plagioclasa, Opx: ortopiroxeno, Crd: cordierita. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- A: Common appearance of peraluminous volcanic rocks in the Mar Menor area. Plane-polarized image; B: Cross-polarized image of sector twinning in a cordierite with plagioclase ring. Plg: plagioclase, Opx: orthopyroxene, Crd: cordierite. See color figure in the web.

Geoquímica

Se realizaron 4 análisis nuevos de roca total en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR). Los elementos mayoritarios y Zr se determinaron mediante fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda (WD-XRF). El resto de elementos traza se obtuvieron mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), con un espectrómetro Perkin Elmer NexION 300D.

Las muestras analizadas presentan contenidos intermedios de SiO_2 (59,47-61,96 wt%) y valores bajos de Na_2O (1,84-2,22 wt%). En cambio, los contenidos de K_2O son bastante diferentes entre los distintos afloramientos, siendo notablemente superiores en los de la zona de Cartagena (5,11-5,99 wt%) con respecto a los del Mar Menor (2,08-2,24 wt%). Los valores de P_2O_5 son también más elevados que en los afloramientos del Mar Menor (0,53-0,63 vs 0,14-0,17 wt%). Los contenidos de TiO_2 son similares entre los cuatro cuerpos (0,67-0,77 wt%), al igual que los de MnO y CaO (0,07-0,09 y 4,49-5,76 wt%, respectivamente). Por su parte, el Cerro Carmolí y Cerro Calnegre muestran valores más elevados de Fe_2O_3 total y MgO (5,90-6,33 y 3,17-5,22 wt%, respectivamente) que el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura (4,00-4,91 y 2,85-3,10 wt%, respectivamente). La variación en el contenido de Al_2O_3 es pequeña (15,67-16,68 wt%). En relación a los elementos traza, las rocas de la zona de Cartagena se encuentran enriquecidas con respecto a las del Mar Menor en LILE, p. ej., Rb (260 ppm), Sr (580 ppm) Ba (1580 ppm), HFSE, p. ej., Zr (378 ppm), Th (76 ppm) y Tierras Raras (REE).

Discusión y conclusiones

Las rocas de la zona de Cartagena se proyectan en el campo de latitas de la serie shoshonítica y, las del Mar Menor, en el de andesitas calco-alcálinas de Medio-K, muy próximas al límite con Alto-K (Fig. 6A). Los afloramientos de Cerro Carmolí y Calnegre corresponden a una composición ígnea peraluminosa, mientras que los de Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura a una composición metaluminosa (Fig. 6B). Estos datos son similares a otros análisis de esta región magmática de la NVP obtenidos de la literatura (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Benito *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2004; García Tortosa *et al.*, 2004a).

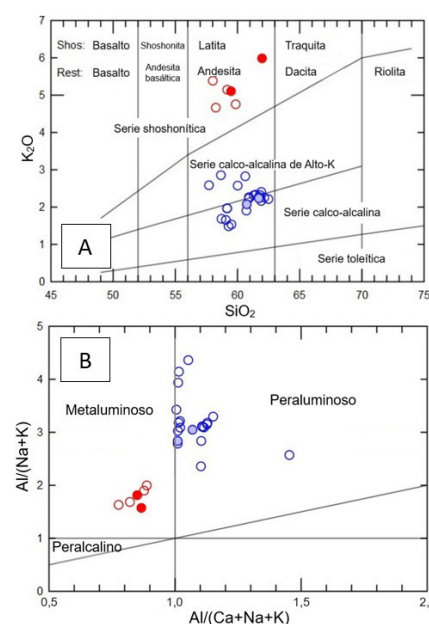


Fig. 6.- A: Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976); B: Índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989). Los nuevos análisis se han indicado con círculos rellenos rojos (Cartagena) y azules (Mar Menor). El resto de análisis se han obtenido de la literatura (ver texto). Ver figura en color en la web.

Fig. 6.- Peccerillo and Taylor (1976) diagram; B: Shand's index (Maniar and Piccoli, 1989). The new analyses have been indicated with red (Cartagena) and blue (Mar Menor) filled circles. The rest of analyses have been obtained from the literature (see text). See color figure in the web.

Al representar los análisis previos junto a otros de rocas ultrapotásicas (lamproítas) de la NVP obtenidos de la literatura (Benito *et al.*, 1999; Duggen *et al.*, 2005; Conticelli *et al.*, 2009) en diagramas "spider", se observa en todos ellos una anomalía positiva de Pb y negativa de Nb y Ta, así como una ligera anomalía negativa de Eu (Figs. 7A y 7B).

Los patrones de REE en las rocas de la serie shoshonítica de Cartagena están muy fraccionados (La/Yb: 28-35), con altos contenidos en Tierras Raras Ligeras, dando un perfil convexo similar al de las lamproítas de la NVP (La/Yb: 32-72) (Fig. 7B). En el caso de los análisis del Mar Menor, no se observa tanta similitud (La/Yb: 10-13) en los patrones de REE con estas rocas ultrapotásicas. Los valores de Tierras Raras Pesadas son semejantes en los tres conjuntos de series ígneas.

La similitud entre los patrones de elementos traza mencionada previamente para las lamproítas y las rocas de la zona de Cartagena está complementada con la presencia de fases comunes de estas rocas ultrapotásicas, como flogopita o sanidina (Gómez-Pugnaire *et al.*, 2019), en las rocas de la serie shoshonítica. No

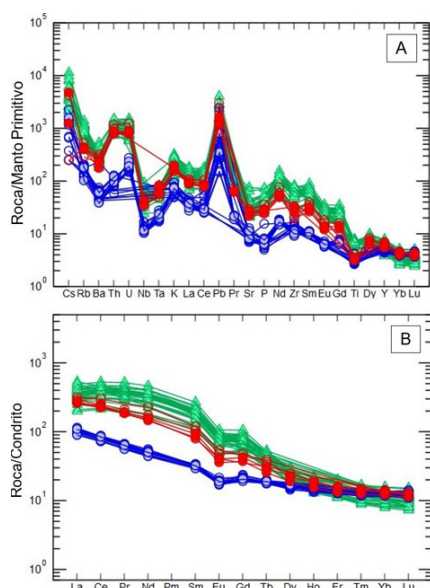


Fig. 7.- A: Diagrama "spider" de elementos traza normalizado a valores del manto primitivo según Sun y McDonough (1989) para las muestras de este estudio y análisis de la literatura; B: Diagrama "spider" de REE normalizado al condrito según McDonough y Sun (1995) para las muestras de este estudio y análisis de la literatura. Con triángulos verdes se han representado análisis de rocas ultrapotásicas (lamproítas) de la NVP obtenidos de la literatura (ver texto). Ver figura en color en la web.

Fig. 7.- A: Trace elements spider diagram normalized to primitive mantle values according to Sun and McDonough (1989) for the samples from this study and analyses from the literature; B: REE spider diagram normalized to chondrite according to McDonough and Sun (1995) for the samples from this study and analyses from the literature. Green triangles have been used to represent analyses of ultrapotassic rocks (lamproites) of the NVP obtained from the literature (see text). See color figure on the web.

obstante, la petrografía descrita para las rocas de la zona de Cartagena también guarda similitud con la del Mar Menor, resultando en una mineralogía híbrida entre lamproítas y rocas calcoalcalinas de Alto-K para el Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura.

Los nuevos datos aportados en este trabajo, junto a los existentes en la literatura previa, indican que las andesitas de la zona del Mar Menor proceden de un fundido anatóctico peraluminoso. Los xenocristales de andalucita y otras fases como cordierita o sillimanita representarían las restitas del protolito cortical origi-

nal. Por otro lado, los enclaves microlíticos corresponderían a fundidos más máficos inyectados en la cámara magmática a lo largo de varias etapas, tal y como se ha descrito en otros afloramientos de la serie calco-alcalina de Alto-K en la NVP, como el Cerro del Hoyazo (Zeck, 1992).

Por su parte, en el origen de las latitas shoshoníticas de la zona de Cartagena hay, aparentemente, una contribución adicional importante de fundidos ultrapotásicos de origen mantélico. Esta conclusión está sostenida, principalmente, por la similitud composicional entre los patrones de REE y otros elementos traza de las lamproítas de la NVP con los de las rocas de la serie shoshonítica. Así, la hipótesis para explicar el origen del Cabezo de la Fraila y Cabezo Ventura consistiría en un fundido mantélico principal, enriquecido en LILE, que fue contaminado al mezclarse con magmas anatócticos corticales, similares a los que formaron las rocas de la zona del Mar Menor. Este fundido ultrapotásico procedente del manto podría ser lamproítico, dada la presencia de estas rocas dentro de la NVP, aunque minerales como flogopita o sanidina, o contenidos elevados de óxidos (p. ej., K_2O), no son exclusivos de las lamproítas.

Contribución de los autores

Ambos autores han participado en las tareas de campo (descripción y toma de muestras), trabajo con microscopio petrográfico, análisis geoquímico, redacción del texto y elaboración de las figuras.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

Referencias

- Benito, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. y Demaiffe, D. (1999). *Lithos* 46, 773-802. <https://doi.org/b4fh78>
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini,

G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D. y Venturelli, G. (2009). *Lithos* 107, 68-92.

<https://doi.org/d6n6tf>

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Harris, C. (2004). *Earth and Planetary Science Letters* 218, 91-108.

<https://doi.org/bz3jw2>

Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P. y Garbe-Schönberg, D. (2005). *Journal of Petrology* 46, 1155-1201.

<https://doi.org/dh8r8g>

García Tortosa, F.J., Leyva Cabello, F. y Cabra Gil, P. (2004a). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 978 (Llano del Beal) y memoria*. IGME, Madrid, 184 p.

García Tortosa, F.J., Leyva Cabello, F., Bardají Azcárate, T., Silva Barroso, P.G., Goy Goy, J. y Zazo Cardaña, C. (2004b). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 977 (Cartagena) y memoria*. IGME, Madrid, 228 p.

Gómez-Pugnaire, M.T., López Sánchez-Vizcaino, V., Fernández-Soler, J.M. y Acosta-Vigil, A. (2019). In: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 3: The Alpine Cycle* (C. Quesada and J.T. Oliveira Eds.). Springer, Berlín, 545-566.

López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). *Estudios Geológicos* 36, 5-63.

Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. (1989). *Geological Society of American Bulletin* 101, 635-643.

<https://doi.org/d6ftkz>

McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). *Chemical Geology* 120, 223-253.

<https://doi.org/b25h5p>

Peccherillo, A. y Taylor, S.R. (1976). *Contributions to mineralogy and petrology* 58, 63-81.

<https://doi.org/b9gg4z>

Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). *Geological Society of London* 42, 313-345.

<https://doi.org/bq9srz>

Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999). *Journal of Petrology* 40, 1011-1036.

<https://doi.org/gh6h9w>

Zeck, H.P. (1992). *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83, 139-144.

<https://doi.org/b9tp2x>

Estudio experimental y modelo geoquímico como herramienta para la evaluación de un almacén geológico de CO₂ en la Cuenca del Ebro, España

Experimental study and geochemical model as a tool to evaluate the geological storage of CO₂ in the Ebro Basin, Spain

Natasha Acosta Pérez¹, Sara Rocas^{2*}, Paula Fernández-Canteli¹ y Edgar Berrezueta²

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/ de Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, España

acostanatasha@correo.ugr.es, paula.canteli@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, Asturias, España.

UO270299@uniovi.es, e.berrezueta@igme.es

*Autor de correspondencia

ABSTRACT

This paper presents the results of the experimental study and geochemical modeling of samples from a potential CO₂ reservoir from the Ebro Basin (Spain). The reservoir samples (sandstones from Buntsandstein facies) were studied before and after being exposed to CO₂ and brine during 30 days at 80 MPa and 40°C. Sandstone samples were characterized by OpM, SEM, ADI, XRD and XRF and the brine was studied by ICP-MS. The geochemical model was constructed using the PHREEQC v.2.18 code. Post-CO₂ experimental results indicate dissolution and grain detachment, as well as a 2,8% increase in porosity. Post CO₂ brine analyses reveal an increase in the concentration of Ca²⁺ and SiO₂. The modeling shows a decrease in the pH of the medium to values of 3,0 due to the acidification of the brine by dissolved CO₂, corroborating the conditions for dissolution processes of carbonates and silica cement. In general, the study indicates that the initial conditions of interaction CO₂ - rock - brine interaction mainly induce dissolution with mineralogical and textural readjustments in the external area of the samples.

Key-words: CO₂ geological storage, reservoir, experimentation, PHREEQC code, Spain.

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del estudio experimental y de un modelo geoquímico de un potencial reservorio de CO₂ procedente de la Cuenca del Ebro (España). Las muestras de la formación almacén (areniscas de la facies Buntsandstein) se estudiaron antes y después de ser expuestas a CO₂ y salmuera durante 30 días a 80 MPa y 40°C. Las muestras de areniscas se caracterizaron mediante MOp, MEB, ADI, DRX y FRX y la salmuera se estudió mediante ICP-MS. El modelo geoquímico se realizó a través del código PHREEQC v.2.18. Los resultados experimentales post CO₂ indican disolución y desprendimiento de granos, así como un incremento de porosidad del 2,8%. Los análisis de la salmuera post CO₂ revelan un incremento en la concentración del Ca²⁺ y del SiO₂. La modelización realizada presenta una disminución del pH del medio a valores de 3,0 debido a la acidificación de la salmuera por el CO₂ disuelto, corroborando las condiciones para procesos de disolución de carbonatos y cemento silíceo. En general, el estudio indica que las condiciones iniciales de interacción CO₂-roca-salmuera inducen principalmente una fase de disolución con reajustes mineralógicos y texturales en el área externa de las muestras estudiadas.

Palabras clave: almacenamiento geológico de CO₂, reservorio, experimentation, código PHREEQC, España.

Geogaceta, 78 (2025), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113334>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Las tecnologías de captura y almacenamiento geológico de CO₂ son alternativas idóneas para disminuir la presencia de gases de efecto invernadero en la atmósfera (Bachu, 2000). En el caso de España, las rocas sedimentarias con óptimas características mineralógicas y texturales en acuíferos salinos profundos son la opción más viable para este tipo de almacenamiento. En este contexto, la correcta caracterización mineralógica, química, petrográfica y petrofísica, así como la generación de experimentos y simulaciones geoquímicas, permiten estudiar

las interacciones entre roca, salmuera y CO₂, proceso clave para la correcta definición de potenciales rocas almacén y sello.

El objetivo de este trabajo es realizar una caracterización físico-química de una muestra de roca antes y después de la exposición a CO₂ supercrítico (SC CO₂) + salmuera, mediante observaciones experimentales y el desarrollo de un modelo geoquímico.

Este estudio, basado en dos Trabajos Fin de Máster (Rocas, 2024; Acosta, 2024) y en Ordóñez-Casado *et al.* (2024), pretende contribuir a la comprensión de las complejas reacciones químicas que ocu-

rren durante las inyecciones de CO₂ en las salmueras de acuíferos de formaciones rocosas detríticas.

Contexto geológico

El área de estudio comprende la Cuenca del Ebro, una de las áreas de la Península Ibérica seleccionadas como adecuadas para almacenar CO₂ en el Plan ALGECO2, por presentar características geológicas y capacidad de almacenamiento descritos por Campos *et al.* (2008), Prado-Pérez *et al.* (2008) y Lobón *et al.* (2010).

Las areniscas rojas de la facies Bunt-

sandstein, con un espesor medio de 150 metros, presentan porosidades de entre el 5 y el 10% y son el principal reservorio identificado en el proyecto *PilotStrategy* (Fig. 1A). Las margas de la facies Röt presentan espesores superiores a los 30 metros y contienen intercalaciones de limos y arcillas, siendo una formación adecuada para actuar como sello local. Ambas forman parte de la estructura Lopín, la cual presenta un cierre por contención que consiste en un horst de basamento (Mediato *et al.*, 2023).

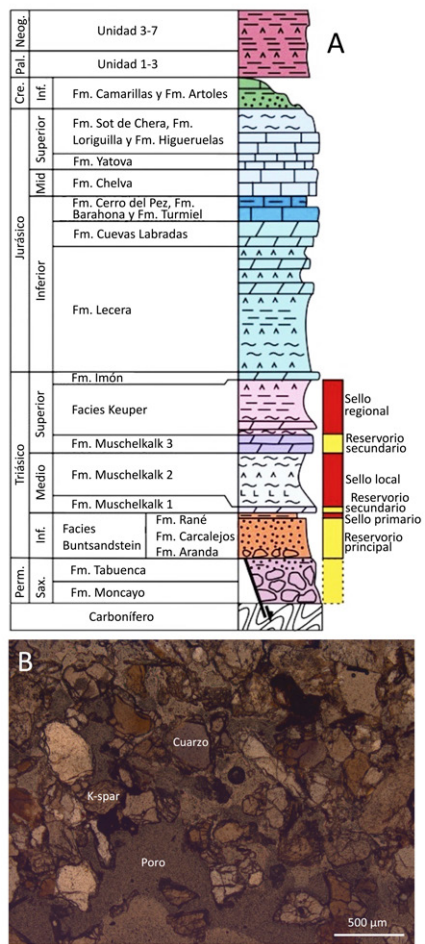


Fig. 1.- A) Columna estratigráfica de la Cuenca del Ebro. Potenciales reservorios en amarillo y sellos locales y regionales en rojo (modificado de Mediato *et al.*, 2023). B) Facies Buntsandstein (MOp, 5X). Ver figura en color en la web.
*Fig. 1.- A) Stratigraphic column of the Ebro Basin. Potential reservoirs in yellow and local and regional seals in red (modified from Mediato *et al.*, 2023). B) Buntsandstein facies (OpM, 5X). See color figure in the web.*

Descripción de la muestra

Las muestras seleccionadas para la caracterización experimental de la facies Buntsandstein corresponden a una subarcosa muy rica en cuarzo (Fig. 1B). Están compuestas por un 90% de granos (cuar-

zo, feldespato potásico, fragmentos de roca y óxidos de hierro) y un 10% de matriz (filosilicatos, óxidos de hierro, arcilla y cemento silíceo sintaxial).

Metodología

El trabajo comprendió las siguientes etapas: i) preparación de cubos de 3x3x3 cm, secciones delgadas y muestras en polvo; ii) caracterización de la muestra de roca pre y post CO₂ mediante microscopía óptica (MOP), microscopía electrónica (MEB), análisis digital de imagen (ADI), difracción de rayos X (DRX) y fluorescencia de rayos X (FRX); iii) caracterización de la salmuera mediante espectrometría de masas (ICP-MS); iv) exposición a CO₂ en un autoclave durante 30 días (8 MPa, 40°C, 670 cm³ de roca, 1050 cm³ de salmuera y 280 cm³ de CO₂; v) generación de un modelo geoquímico y vi) interpretación de resultados.

Los estudios de MOP y ADI se ejecutaron en los laboratorios del IGME (Tres Cantos y Oviedo) a través del microscopio óptico Leica DM 6000 con cámara acoplada (*Prog Res C5*). Las imágenes se estudiaron mediante los programas *ImageJ-Fiji* e *Image Pro-Plus* siguiendo la metodología propuesta por Berrezueta y Kovacs, (2017) y Menéndez (2023).

El modelo geoquímico se generó con el código PHREEQC v.2.18 del USGS (Parkhurst y Appelo, 1999), a partir de los datos experimentales y bajo las condiciones de presión y temperatura del experimento. La mineralogía representativa de la muestra y utilizada para el modelo se presenta en la Tabla I junto con las constantes cinéticas (Parkhurst y Appelo, 1999). Los cálculos termodinámicos se realizaron

utilizando la base de datos PHREEQC.dat a la que se agregó el mineral dawsonita, debido a que según Johnson *et al.* (2004) este mineral es uno de los productos de la disolución del feldespato potásico en una solución salina (reacción (1)). Se realizaron tres casos variando la concentración del CO₂ para visualizar el comportamiento de la roca y la salmuera. El primer escenario simula el punto de inyección, con la mayor concentración de CO₂ (0,8M). Los otros dos escenarios simulan zonas distales con menor concentración de CO₂ (0,2 y 0,05 M).

Resultados y Discusión

Los datos experimentales obtenidos mediante microscopía óptica muestran diferencias texturales y mineralógicas muy ligeras. Sin embargo, la cuantificación de porosidad mediante ADI muestra un aumento de porosidad del 2,8%. Los estudios mediante MEB, comparando muestras pre y post CO₂, revelan procesos de precipitación puntuales de cloruros de sodio y sulfatos de calcio, así como de disolución y desprendimiento de granos (cemento silíceo, arcilla y feldespato potásico) (Fig. 2). Estos datos son constatados por el análisis químico de la salmuera, donde aumenta la concentración de HCO₃³⁺ (30±3 a 100±10 (ppm)) y SiO₂ (0.4±0.04 a 27.4±2.74 (ppm)) después del experimento. Se observa un ligero incremento del Mg (0.18±0.01 a 0.27±0.02 (ppm)) y del Na (0.15±0.02 a 0.25±0.03 (ppm)) en las muestras (FRX), probablemente debido a la variabilidad intrínseca de la roca y al contacto con la salmuera, respectivamente. El modelo geoquímico propuesto revela que, bajo las condicio-

Composición mineralógica y parámetros cinéticos							
Mineral	Fórmula química	Proporción %	K ácido	Ea (kJ/mol)	K neutro	Ea (kJ/mol)	K básico
Cuarzo	SiO ₂	55			-13,7	90	
Feldespato potásico	KAl ₃ Si ₃ O ₈	45	-10	51,7	-12	38	-21,2

Composición mineralógica y parámetros termodinámicos				
Mineral	Fórmula química	Proporción %	Log k	Delta h (kcal)
Hematita	Fe ₂ O ₃	3	-4,01	-30,85
Mica	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	1	12,70	-59,38
Caolinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	1	7,44	-35,30

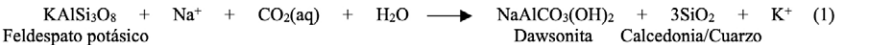


Tabla I.- Constantes cinéticas y termodinámicas usadas en el modelo, donde K es la constante de activación, Ea la energía de activación, Log k la constante de equilibrio y delta h la entalpía de reacción. Reacción de formación de dawsonita a partir de feldespato potásico (1). Ver figura en color en la web.

Tabla I.- Kinetic and thermodynamic constants used in the model, where K is the activation constant, Ea the activation energy, Log k the equilibrium constant and delta h the reaction enthalpy. Dawsonite formation reaction from potassium feldspar (1). See color figure in the web.

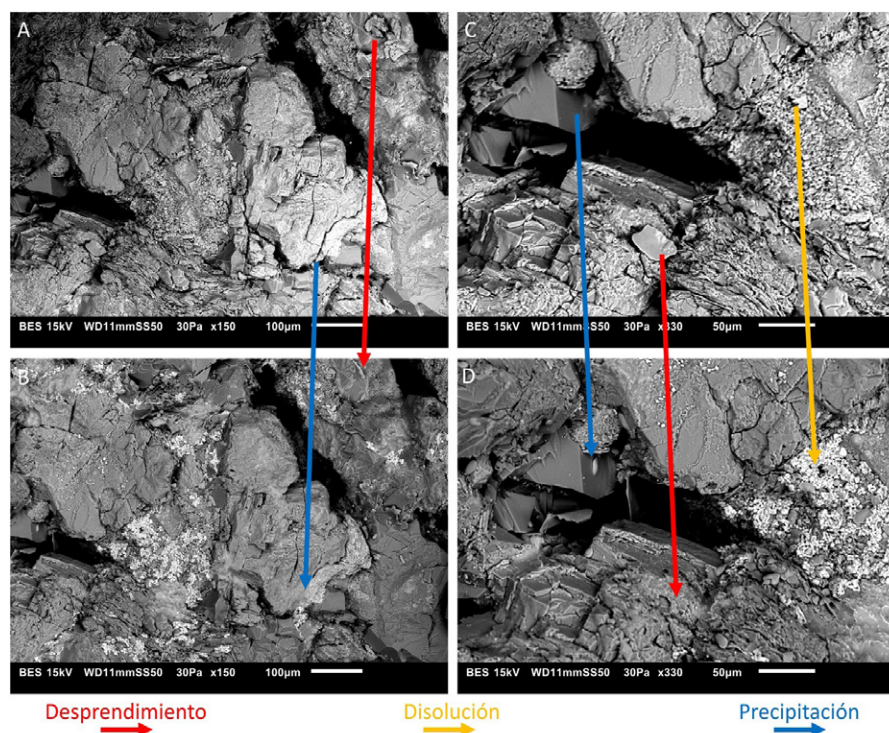


Fig. 2.- Imágenes MEB de la arenisca de la facies Buntsandstein. A-B) imágenes antes y después de la exposición a CO₂ (x150 aumentos). C-D) Escenas A-B con mayor aumento (x330 aumentos). Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- SEM images of the Buntsandstein facies sandstone. A-B) Images before and after exposure to CO₂ (x150 magnifications). C-D) A-B scenes with higher magnification (x330). See color figure in the web.

nes experimentales de 8 MPa y 40°C, el primer cambio tras el contacto con el CO₂ es la disolución de este gas en la salmuera. Esto provoca una rápida disminución del pH del medio a 3,4, que posteriormente se ajusta hacia valores superiores a 5,5, como se observa en la Fig. 3. Además, el modelo refleja la disolución del cemento silíceo y de algunos minerales primarios de la roca, principalmente cuarzo y feldespato potásico, a través del tiempo (Fig. 4). Estos resultados son consistentes con los hallazgos de la fase experimental, donde se detectó un aumento del silicio en la salmuera post-CO₂, lo que sugiere una disolución parcial del cemento silíceo, como se observa en la muestra

post-CO₂. Por otro lado, de acuerdo con el modelo, con el tiempo la disolución de minerales primarios provocaría la sobresaturación en la salmuera de SiO₂, provocando condiciones para la posible precipitación de minerales como cuarzo, calcedonia, caolinita y moscovita, (entre 10 a 100 años), (Fig. 4). La precipitación de estos minerales disminuiría la porosidad y permeabilidad del reservorio, lo cual es, por un lado, favorable, ya que evitaría el escape del CO₂, pero por otro, podría afectar la etapa de inyección del CO₂. Por este motivo es muy importante controlar, en la medida de lo posible, todos los parámetros que involucra el cálculo de la cinética de disolución y precipitación de

los minerales, con el fin de estimar convenientemente los tiempos involucrados.

A largo plazo, a medida que el pH se va estabilizando, la salmuera se va sobresaturando en minerales carbonatados, alcanzando sobre los 8.000 años la sobresaturación de dawsonita luego con la dolomita y la calcita. En este sentido, la dawsonita puede ser un mineral que capture el CO₂ en las primeras etapas de mineralización, cuando el pH aún es relativamente bajo.

En el modelo, la contribución principal de Ca²⁺, Mg²⁺ y Na⁺ proviene de la salmuera. El pH de la salmuera junto con su composición tiene un papel importante de cara a la precipitación de minerales que capturen de forma segura el CO₂ en aquellos casos donde el reservorio no tenga dentro de su composición mineralógica estos iones.

La capacidad y la eficiencia de almacenamiento dependen de una combinación de retención física y química. En este trabajo, la retención química es principalmente por disolución y ocurre una vez que el CO₂ se disuelve en la salmuera. Por otra parte, en un periodo mayor (miles de años) puede ocurrir el entrapamiento mineral, si se dan las condiciones para ello. Durante las primeras fases del almacenamiento, la potencial disminución de la permeabilidad debido a la precipitación temprana de filosilicatos puede llegar a afectar a las tasas de inyección y generar sobrepresiones en el almacenamiento.

Conclusiones

El procedimiento propuesto ha sido eficaz para la identificación y medida de cambios en el sistema a escala de laboratorio, permitiendo determinar que la disolución y el desprendimiento de fases minerales son la causa del aumento de

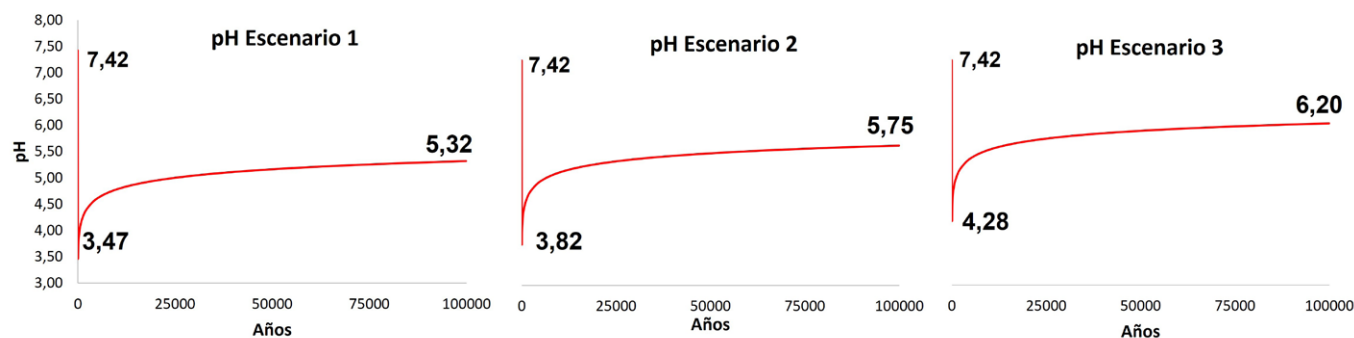


Fig.3.- Variación de pH al incorporar CO₂. Escenario 1: 0,8M CO₂. Escenario 2: 0,2M CO₂. Escenario 3: 0,05M CO₂. Ver figura en color en la web.

Fig.3.- pH variation when incorporating CO₂. Scenario 1: 0.8M CO₂. Scenario 2: 0.2M CO₂. Scenario 3: 0.05M CO₂. See color figure in the web.

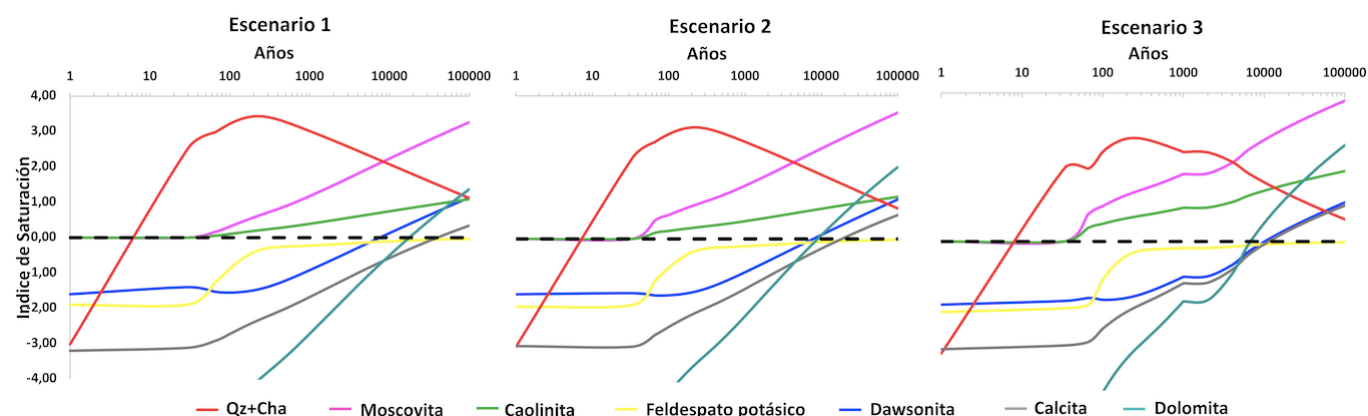


Fig.4.-. Índice de saturación para los tres escenarios simulados. IS>0 potencial a precipitar. IS<0 potencial a disolver. Qz + Cha = cuarzo + calcedonia. Ver figura en color en la web.

Fig.4.- Saturation index for the three simulated scenarios. IS>0 precipitation potential. IS<0 potential to dissolve. Qz+Cha= quartz+chalcedony. See color figure in the web.

porosidad (2,8%). Las variaciones texturales y mineralógicas son muy ligeras, lo que demuestra que el reservorio podría ser considerado adecuado para el almacenamiento geológico de CO₂. A partir de datos experimentales, se puede construir un modelo análogo que permite estudiar el comportamiento del almacén después de la inyección del CO₂ y extrapolar a largo plazo. El modelo geoquímico es una importante herramienta que permite obtener las primeras estimaciones de las reacciones que pueden ocurrir en el reservorio y la salmuera luego de la inyección del CO₂. La interacción entre salmuera-CO₂-roca modelada muestra cambios en la composición y el pH del medio que, a su vez, favorece la disolución de minerales primarios y posibilita la precipitación de otros minerales, lo que puede inducir cambios en la porosidad y permeabilidad primaria del yacimiento.

Contribución de los autores

Todos los autores han participado en el desarrollo del artículo.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto europeo *PilotStrategy* (2021-2026), que ha recibido financiación del programa de investigación e innovación Horizonte 2020 de

la Unión Europea, en virtud del acuerdo de subvención nº 101022664. Por último, agradecer a Berta Ordóñez Casado por su ayuda y asesoramiento en el uso de técnicas de microscopía electrónica.

Referencias

- Acosta, N. C. (2024). *Modelo geoquímico del comportamiento de la roca almacén frente a CO₂. Caso de estudio Cuenca del Ebro, España*. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Granada, 45 p.
- Bachu, S., 2000. *Energy Conversion and Management* 41, 953-970.
[https://doi.org/10.1016/S0196-8904\(99\)00149-1](https://doi.org/10.1016/S0196-8904(99)00149-1)
- Berrezueta, E. y Kovacs, T. (2017). *Journal of Petroleum Science and Engineering* 159, 679-690.
<https://doi.org/10.1016/j.petrol.2017.08.039>
- Campos, R., Recreo, F. y Perucha, M. A. (2008). En: *VII Congreso Geológico de España*. Geo-Temas 10, 334.
- Johnson, J., Nitao, J., Knauss, K. (2004). *Geological Society, London, Special Publications* 137, 107-128.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP2004.233.01.08>
- Lobón, J. L., Reguera, M. I., Martín, J., Rey, C. y Berrezueta, E. (2010). *Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España*, Resumen ejecutivo, 75 p.

Menéndez, M.E. (2023). *Aplicación de Análisis Digital de Imagen al estudio de la evolución de parámetros petrográficos en rocas reservorio Post CO₂*. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Oviedo.

Mediato, J.F., Moreno, I., García-Crespo, J., Fernández-Canteli, P. (2023). En: *XV Congreso Internacional de energía y recursos minerales*.

Ordóñez-Casado, B., Mediato, J., Kovacs, T., Martínez-Martínez, J., Fernández-Canteli, P., González-Menéndez, L., Rocas, S., Caicedo-Potosí, J., del Moral, B. y Berrezueta, E. (2024). *International Journal of Greenhouse Gas Control* 137, 104233.

<https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2024.104233>

Parkhurst, D. L. y Appelo, C. (1999). *User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. USGS report.

<https://doi.org/10.3133/wri994259>

Prado-Pérez, A., Campos, R., Ruiz, C., Pelayo, M., Recreo, F., Lomba, L., Hurtado, A., Eguilior, S. y Pérez del Villar, L. (2008). En: *Congreso Nacional de Medio Ambiente*, 9.

Rocas, S. (2024) *Evolución del sistema mineralógico y poroso de rocas almacén y sello expuestas a SC CO₂. Caso de estudio de la Cuenca del Ebro*. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Granada, 31 p.

Messinian evaporites in the Polemi Basin (South Cyprus): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotope geochemistry

Evaporitas Messinienses de la cuenca de Polemi (Sur de Chipre): Geoquímica isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$

David Artiaga Torres¹, Javier García Veigas¹, Dioni I. Cendón³ and Luis Gibert Beotas²

¹ CCiTUB Scientific and Technological Centers, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain

² Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain.

³ ANSTO, Australian Nuclear Science and Technology Organisation, Kirrawee DC, NSW 2232, Australia.

* Corresponding author

ABSTRACT

The Polemi basin (S Cyprus) records a well exposed Messinian Salinity Crisis (MSC) evaporite succession divided into three lithostratigraphic units: Lower Gypsum, Intermediate Gypsum Breccia, and Upper Gypsum. Sulfate isotope compositions of the Lower Gypsum show values in range with MSC Lower Evaporites outcropping in other Mediterranean basins. However, the Intermediate Gypsum and the Upper Gypsum show an enrichment of ~5‰ in $\delta^{18}\text{O}$, with respect to the Lower Gypsum unit, as reported in MSC Upper Evaporites outcropping in Sicily and cored in DSDP-ODP sites. Similarly, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Lower Gypsum unit are also in range with MSC Lower Evaporites, while values in the Intermediate and Upper Gypsum units are coincident with those reported for MSC Upper Evaporites of Sicily and of foredeep sites. These geochemical values question the currently more accepted MSC chronostratigraphic model in which clastic (resedimented) gypsum is assigned as prior to the Upper Evaporites.

Key-words: Messinian Salinity Crisis, Polemi basin, geochemistry, evaporites.

RESUMEN

La cuenca de Polemi (S Chipre) presenta una sucesión evaporítica de la Crisis de Salinidad Messiniense dividida en tres unidades litostratigráficas: Yeso Inferior, Yeso brechificado Intermedio y Yeso Superior. La composición isotópica del sulfato del Yeso Inferior muestra valores en el rango de las Evaporitas Inferiores aflorantes en otras cuencas Mediterráneas. Sin embargo, el Yeso Intermedio y el Yeso Superior muestran un enriquecimiento del ~5‰ en $\delta^{18}\text{O}$, respecto al Yeso Inferior, lo que también ha sido registrado en las Evaporitas Superiores de la MSC solo aflorantes en Sicilia y perforadas en sondeos DSDP-ODP. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el Yeso Inferior también están en el rango de las Evaporitas Inferiores, mientras que los valores del Yeso Intermedio y del Yeso Superior son coincidentes con las obtenidas en las MSC Evaporitas Superiores de Sicilia y de sondeos profundos. Estos valores geoquímicos ponen en cuestión el actualmente más aceptado modelo cronoestratigráfico de la MSC en el que depósitos de yeso clástico (resedimentado) son asignados como anteriores a las Evaporitas Superiores.

Palabras clave: Crisis de Salinidad Messiniense, cuenca de Polemi, geoquímica, evaporitas.

Geogaceta, 78 (2025), 47-50

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113528>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introduction

The Messinian Salinity Crisis (MSC) across the Mediterranean resulted in the deposition of large volumes of evaporites in marginal shallow basins, as well as in offshore intermediate and deep Mediterranean basins (Hsü *et al.*, 1973; Krijgsman *et al.*, 1999; Manzi *et al.*, 2013).

In the last years, the proliferation of numerical models without strong geological background and arguable seismic profile interpretations, have led to the publication, in high impact research journals, of speculative MSC desiccation and refilling simulations. The appeal of these models is also captured by newspapers and is the object of cultural dissemination exhibitions.

However, the development of an en-

compassing stratigraphic model for the MSC across the Mediterranean has been a challenge for decades. This is due to the difficulty to establish a stratigraphic and genetic model. Additionally, challenging geological correlations between outcropping circum-Mediterranean MSC evaporite successions and limited deep offshore core drillings (DSDP-ODP sites) have hindered the development of a comprehensive stratigraphic model for the MSC.

Messinian evaporites were originally subdivided into a "two-step" informal division (Rouchy and Caruso, 2006 and references therein): Lower Evaporites (including Lower Gypsum and Halite Units) and Upper Evaporites (Upper Gypsum Unit). More recently, a different chrono-stratigraphic division of the MSC proposed a three-stage model (CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2014): The first stage

is characterized by the deposition of in situ primary evaporites (Primary Lower Gypsum – PLG, Roveri *et al.*, 2008). The second stage is represented by thick halite deposits in some marginal basins and by deep-water clastic evaporites derived from the dismantling of Primary Lower Gypsum deposits (Resedimented Lower Gypsum – RLG). During the third stage, similar depositional settings to the PLG resulted in the formation of primary in situ evaporites (Upper Gypsum – UG) (Manzi *et al.*, 2009; Roveri *et al.*, 2014; García-Veigas *et al.*, 2018). Both chrono-stratigraphic frameworks proposed for the MSC are, at their core, mainly comparing MSC evaporite successions in Sicily, with seismic profiles under the floor of the Mediterranean.

The Upper Evaporites – Upper Gypsum only outcrop in Sicily and Cyprus.

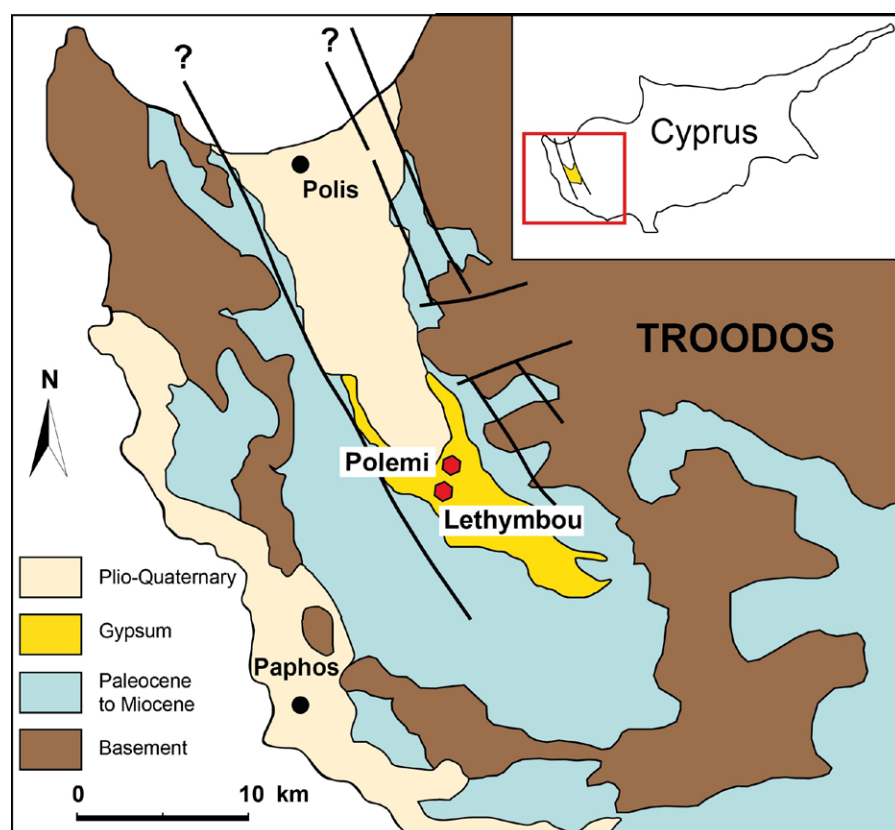


Fig.1.- Simplified geological map of the Polis graben with the location of the studied stratigraphic sections in the Polemi basin (Modified from Robertson *et al.*, 1995). See color figure in the web.

*Fig.1.- Mapa geológico simplificado del graben de Polis con la localización de las secciones estratigráficas estudiadas en la cuenca de Polemi (Modificado de Robertson *et al.*, 1995). Ver figura en color en la web.*

The recent litho- and chemostratigraphic analysis of MSC evaporite successions of Mesoarea basin put into question this assignment in North Cyprus (Artiaga *et al.*, 2021). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios of MSC evaporites, from outcropping circum-Mediterranean basins and from DS-DP-ODP sites, show characteristic values of ~ 0.7089 in Lower Evaporites (PLG and RLG) and of ~ 0.7087 in Upper Evaporites (UG) (Müller and Mueller, 1991, García-Veigas *et al.*, 2018).

The isotope compositions of dissolved sulfate in seawater and that of related marine-precipitated gypsum have changed through geological times. Although similar $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ values, $\sim 23\text{‰}$, characterize all MSC gypsum deposits, marked differences in $\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}}$ permit distinguishing between Lower Evaporites (PLG and RLG) units, which show values of $\sim 14\text{‰}$, and Upper Evaporites (UG), with values of $\sim 17\text{--}19\text{‰}$. Both $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}\text{--}\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}}$ are excellent geochemical markers to propose stratigraphic correlations between MSC evaporites (Roveri *et al.*, 2014b) wherein paleontological and magneto-stratigraphic correlations are not available.

Previous work on the MSC succession of the Polemi basin has provided important insights on the MSC evolution, mostly based on stratigraphy, facies analysis (Gass, 1960; Gass and Cockbain, 1962; Robertson *et al.*, 1995) and Sr isotopic data (Manzi *et al.*, 2016). Nonetheless, an accurate chemostratigraphic analysis has not been carried out yet, being necessary for a better understanding of the sedimentation and distribution of MSC evaporites in the easternmost Mediterranean basins.

The aim of this work is to report an accurate chemostratigraphic profile from one of the most continuous Messinian evaporite succession in the eastern Mediterranean and discuss results within the frameworks proposed for western and central Mediterranean MSC deposits.

Messinian evaporites of the Polemi basin

The Polemi basin, located on SW of Cyprus, corresponds to the southern part of the Polis graben (Fig. 1), a fault complex bounded to the north and south by major normal faults (Payne and Robertson,

1995). The basin is filled with early Miocene - Pliocene sediments. The complete MSC evaporite succession of the Polemi basin outcrops between the Lethymbou and Polemi sections and consists of up to 110 meters of gypsum. This can be subdivided into two main gypsum units separated by a chaotic gypsum interval: the Lower Gypsum unit, Intermediate Gypsum Breccia and the Upper Gypsum unit.

The Lower Gypsum, up to 40 meters thick, consists of a gypsum sequence made up of clastic gypsum lithofacies including gypsilitites, gypsarenites and gypsrudites, and finely laminated gypsum (locally named "marmara" type), interbedded with marls and diatomite beds. Scattered selenite clusters of vertically-oriented or non-oriented twinned gypsum crystals (cm-size) are growing within fine-grained laminated gypsum and gypsilitite beds.

The overlying Intermediate Gypsum Breccia, ranging in thickness from 5 to 10 meters, is a chaotic gypsum interval ('Marmara chaotic' of Manzi *et al.* 2016) made up of brecciated fine-grained laminated gypsum. This gypsum interval is derived from the resedimentation of laminated gypsum lithofacies.

The Upper Gypsum unit, up to 60 meters thick, includes up to six gypsum beds (Rouchy, 1982) interbedded with marls and diatomites. The first two beds are characterized by selenite gypsum lithofacies alternating banded stacked selenite beds with swallowtail selenite facies. The upper beds of this evaporite unit are made up of alternations of finely laminated gypsum, gypsarenites and minor selenite lithofacies. Abundant gastropod and mollusk assemblages are found in the uppermost gypsum bed, similar to those reported from other Mediterranean basins in the latest intergypsum intervals and post-evaporitic deposits (Rouchy *et al.*, 2001; Andreetto *et al.*, 2021).

Samples for isotope analyses were recovered from the Lethymbou and Polemi sections (Rouchy, 1982, Manzi *et al.* 2016). See in Artiaga *et al.* (2021) for analytical methodology and accuracy.

Sulfate isotope compositions

Isotopic sulfate data of the MSC evaporite succession in the Polemi basin show significant differences between the stratigraphic Lower Gypsum, Intermediate Gypsum Breccia and Upper Gypsum units (Fig. 2).

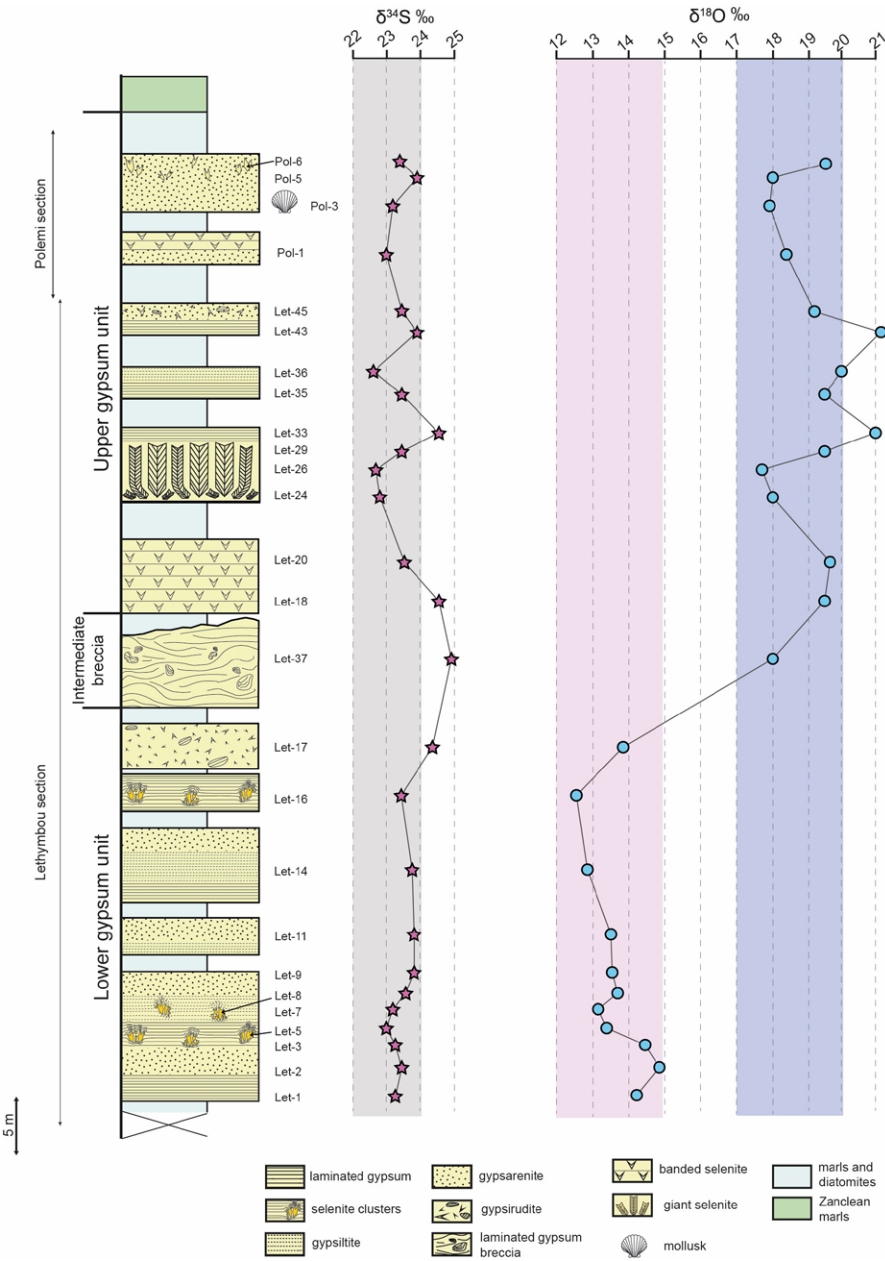


Fig.2.- Sulfate isotope profiles ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of the Lethymbou and Polemi gypsum sections (Polemi basin). Shaded areas correspond to ranges reported for other MSC gypsum deposits: $\delta^{34}\text{S}$ (grey), Lower Evaporites – PLG and RLG $\delta^{18}\text{O}$ (pink), Upper Evaporites – Ug $\delta^{18}\text{O}$ (blue) (García-Veigas *et al.*, 2018). See color figure in the web.

Fig.2.- Perfiles isotópicos del sulfato ($\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las secciones de yeso de Lethymbou y Polemi (cuenca de Polemi). Las áreas sombreadas corresponden a los rangos registrados en otras cuencas messinienses del Mediterráneo: $\delta^{34}\text{S}$ (gris), Evaporitas Inferiores - PLG y RLG $\delta^{18}\text{O}$ (rosa), Evaporitas Superiores - Ug $\delta^{18}\text{O}$ (azul) (García-Veigas *et al.*, 2018). Ver figura en color en la web.

Section	Sample	Lithofacies	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Lethymbou	Let-3	Gypsarenite	0,708890
Lethymbou	Let-14	Gypsilitite	0,708900
Lethymbou	Let-37	Laminated breccia	0,708796
Lethymbou	Let-18	Banded selenite	0,708790
Lethymbou	Let-45	Gypsirudite	0,708781

Table 1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Polemi basin Messinian evaporites.

Tabla 1. Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las evaporitas Messinienses de la cuenca de Polemi.

The Lower Gypsum shows sulfate isotope compositions of $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}} \sim 23\text{‰}$ (23.0 – 24.4‰) and of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}} \sim 13\text{‰}$ (12.4 – 14.8‰), similar to those reported for Lower Evaporites (PLG and RLG deposits) (García-Veigas *et al.*, 2018 and references therein).

Isotope compositions in gypsum sulfate change abruptly in the Intermediate Gypsum Breccia. Although $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ shows isotopic value (24.9‰), close to isotope compositions of the Lower Gypsum, the corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}}$ (18.1‰) is considerable higher and in range with MSC Upper Evaporites (Pierre, 1982; García-Veigas *et al.*, 2018).

Sulfate isotope compositions of the Upper Gypsum are similar to the Intermediate Gypsum Breccia, showing $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ values of $\sim 23\text{‰}$ (22.0 – 24.4‰) and of $\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}} \sim 19\text{‰}$ (17.7 – 21.3‰). These values match those reported for the MSC Upper Evaporites (Fig. 2).

Strontium isotope ratios

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the Lower Gypsum unit (~ 0.7089) are similar to those reported for MSC Lower Evaporites (Müller and Mueller, 1991). Strontium isotope ratios in the Intermediate Gypsum Breccia and the Upper Gypsum (~ 0.7087) are in range with MSC Upper Evaporites (Table 1).

South Cyprus evaporites within the MSC chrono-stratigraphic framework

Based on the Lago Mare fossil assemblages found in the uppermost gypsum beds and its correlation with similar Lago Mare faunal association described in Site ODP-160-968A (Blanc-Valeron *et al.*, 1998) drilled on the Cyprus lower slope, Orszag-Sperber *et al.* (2009) suggest the assignation of each gypsum unit to the classic MSC stratigraphic division (Lower and Upper Evaporites).

More recently, based on facies association and strontium isotope ratios, Manzi *et al.* (2016) assigned the Lower Gypsum and the Intermediate Gypsum Breccia to the Resedimented Lower Gypsum deposits (MSC Stage 2), while the Upper Gypsum unit was assigned to the Upper Gypsum deposits (MSC Stage 3 in the MSC 'three-stage' model).

The isotopic data presented here point that the Intermediate Gypsum Breccia, assigned by Manzi *et al.* (2016) to the Res-

dimented Lower Gypsum (MSC Stage 2 in the three-stage model), included into the Lower Evaporites in the classical two-stage model, show $\delta^{18}\text{O}_{\text{sulfate}}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values similar to those obtained in the Upper Gypsum unit of the Polemi basin and reported in other MSC Upper Evaporites.

Conclusions

The chemostratigraphic analysis of the MSC gypsum succession in the Polemi basin provides new insights for the Mesinian Salinity Crisis in the Eastern Mediterranean. According to sulfate isotope compositions and strontium isotope ratios, the Lower Gypsum unit could be assigned to both the Lower Evaporites in the classical 'two-step' lithostratigraphic division or the PLG-RLG deposits in the three-stage model. However, the Intermediate Gypsum Breccia and the Upper gypsum unit corresponds to the Upper Evaporites – Upper Gypsum (MSC stage 3).

The presence of clastic resedimented gypsum beds assigned to Upper Evaporites – Upper Gypsum (MSC stage 3) deposits points out the significance of local processes in the sedimentation and distribution of MSC evaporites in active tectonic environments and warns against extra-basinal MSC correlations based solely on the distribution of gypsum facies.

Acknowledgements

Research funded by the project CGL2016-79458-P, PID2020-118999GB-I00 [Spanish Ministry of Science and Innovation (MCIN)-510 State Research agency of Spain (AEI)/10.13039/501100011033]. The author is also indebted to Raul Carrey and Eva Aracil (CCiTUB - Universitat de Barcelona) for their technical support.

References

- Andreetto, F., Aloisi, G., Raad, F., Heida, H., Flecker, R., Agiadi, K., Lofi, J., Blondel, S., Bulian, F., Camerlenghi, A., Caruso, A., Ebner, R., Garcia-Castellanos, D., Gauthier, V., Guibourdenche, L., Gvirtzman, Z., Hoyle, T.M., Meijer, P.T., Moneron, J., Sierro, F.J., Travan, G., Tzevahirtzian, A., Vasiliev, I. and Krijgsman, W. (2021). *Earth-Science Reviews* 216, 103577. <https://doi.org/pg7b>
- Artiaga D., Garcia-Veigas J., Cendon D. I., Atalar C. and Gibert L. (2021). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 584, 110681. <https://doi.org/gpq3n3>
- Blanc-Valleron, M. M., Rouchy, J. M., Pierre, C., Badaut-Trauth, D., and Schuler, M. (1998). In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, ODP Science Results 160, 437-445.
- CIESM (2008). *CIESM Workshop Monographs* 33, 168p.
- García-Veigas, J., Cendón, D.I., Gibert, L., Lowenstein, T.K. and Artiaga, D. (2018). *Marine Geology* 403, 197-214. <https://doi.org/gd9zrg>
- Gass, T.M. (1960). *Geological Survey Department Cyprus Memoir* 4, 116.
- Gass, I.G. and Cockbain, A.E. (1961). *Overseas Geology and Mineral Resources* 8, 279-287.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. (1973). *Nature* 242, 240-244. <https://doi.org/ddttdp>
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S. and Vai, G.B. (1999). *Nature* 400, 652-655. <https://doi.org/d8gmk5>
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M. and Schreiber, B.C. (2009). *Sedimentology* 56, 1937-1960. <https://doi.org/dkh7qd>
- Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M. and Sierro, F.J. (2013). *Terra Nova* 25, 315-322. <https://doi.org/ggt4sj>
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Dela Pierre, F., Gennari, R., Lozar, F., Natalicchio, M., Schreiber, B.Ch., Taviani, M. and Turco, E. (2016). *Basin Research* 28, 159-297. <https://doi.org/f8c3wn>
- Müller, D.W., Mueller, P. (1991). *Earth and Planetary Science Letters* 107, 1-12. <https://doi.org/csfng>
- Orszag-Sperber, F., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.M., Merle, D. and Rouchy, J.M. (2009). *Sedimentary Geology* 217, 52-64. <https://doi.org/fm6n79>
- Payne, A.S., and Robertson, A.H.F. (1995). *Journal of the Geological Society of London* 152, 613-628. <https://doi.org/c32kns>
- Pierre, C. (1982). *PhD Thesis. Université de Paris-Sud Centre d'Orsay*. Robertson, A.H.F., Eaton, S., Follows, E.J. and Payne, A.S. (1995). *Terra Nova* 7, 233-253. <https://doi.org/bbmtqs>
- Rouchy, J.M. (1982). *PhD Thesis. Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris*. Rouchy, J.M., Taberner, C. and Peryt, T.M. (2001). *Sedimentary Geology* 140, 1-8. <https://doi.org/d7pvn7>
- Rouchy, J.M. and Caruso, A. (2006). *Sedimentary Geology* 188-189, 35-67. <https://doi.org/bxxwzf>
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V. and Gennari, R. (2008). *GeoActa* 7, 81-98.
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F., Hübscher, C., Meijer, P.T. and Stoica, M. (2014). *Marine Geology* 352, 25-58. <https://doi.org/f59khn>

Rasgos petrológicos discriminantes entre granitoides de canteras históricas de la Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo para el estudio de procedencia de materiales arqueológicos

Discriminant petrological features between granitoids from historic quarries of the Guadarrama Range and Toledo Mountains for the study of the provenance of archaeological materials

Marina Campos-Gómez ^{1,2*}, Javier Martínez-Martínez ¹, José Francisco Mediato ¹, Idael F. Blanco-Quintero ², David Benavente ² y Virginia García-Entero ³

¹ Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC), La Calera, Tres Cantos, Madrid 28760, (España).

mcg175@alu.ua.es, javier.martinez@igme.es, jf.mediato@igme.es

² Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante, 03690, San Vicente del Raspeig, Alicante (España).

if.blanco@ua.es, david.benavente@ua.es

³ Dpto. de Prehistoria y Arqueología. Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED). Calle Senda del Rey, 7. 28040 Madrid.

vgarciaentero@geo.uned.es

*Autor de correspondencia

ABSTRACT

This study focuses on characterizing samples from 23 historic quarries near the Santa María de Abajo archaeological site in Carranque (Toledo). These quarries are located in the Sierra de Guadarrama and the Montes de Toledo batholith. Characterization is performed through petrographic and radiometric analyses to establish discriminant criteria and determine the possible origin of the granitic materials used in Carranque. The results indicate that granites from the Sierra de Guadarrama are mainly equigranular, composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, and biotite, with low mineral alteration. In contrast, granites from the Montes de Toledo batholith are predominantly inequigranular and contain two micas (biotite and muscovite), along with quartz, K-feldspar, and plagioclase. Average radiometric values support these differences, allowing the establishment of a threshold value (27 CPS) between both groups and a difference in estimated uranium concentrations. This criterion, combined with the presence or absence of muscovite, serves as a potential discriminant for identifying the historic quarries associated with the site.

Keywords: Carranque, Guadarrama Range, Batholite of Montes de Toledo, granites.

RESUMEN

Este estudio se centra en la caracterización de muestras procedentes de 23 canteras históricas del entorno próximo al yacimiento arqueológico de Santa María de Abajo de Carranque (Toledo), ubicadas tanto en la Sierra de Guadarrama como en el batolito de Montes de Toledo. La caracterización se aborda mediante análisis petrográfico y radiométrico con el objetivo de obtener criterios discriminantes para llegar a conclusiones sobre la posible procedencia de los materiales graníticos usados en Carranque. Los resultados muestran que los granitos procedentes de la Sierra de Guadarrama son mayoritariamente equigranulares, compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea y biotita, con poca alteración en estos minerales. En contraste, los granitos de las canteras del batolito de los Montes de Toledo son predominantemente inequigranulares, y presentan dos micas (biotita y moscovita), además de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasea. Los valores promedio radiométricos muestran también diferencias, permitiendo establecer un valor umbral entre ambos grupos (valor umbral: 27 CPS) además de una diferencia en las concentraciones estimadas de uranio. Este criterio, unido a la presencia/ausencia de moscovita, son potenciales discriminantes para la identificación de las canteras históricas asociadas al yacimiento.

Palabras clave: Carranque, Sierra de Guadarrama, Batolito de Montes de Toledo, granitos.

Geogaceta, 78 (2025), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113619>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 07/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

El transporte de materiales pétreos desde las zonas de cantería hasta las construcciones arquitectónicas era un proceso complicado y, en muchos casos, costoso, hasta el siglo XX en donde se desarrollaron nuevos medios y vías de abastecimiento. Tradicionalmente cada cantera tenía asociado un radio de influencia, en las que era viable la distribución de los materiales. Por ello el patrimonio cultural suele ser un reflejo

de la optimización de los recursos más inmediatos. Sin embargo, pueden existir puntos ubicados dentro de áreas de suministro de dos (o más) canteras. En ese caso, el suministro de una cantera u otra dependerá de terceros factores tales como socioeconómicos, culturales, vías de comunicación o la existencia de determinados centros de producción.

Entre el suroeste de la Comunidad de Madrid y el norte de la provincia de Toledo se encuentra el yacimiento arqueológico de Santa María de Abajo de

Carranque, Toledo (Fig. 1) (García-Entero et al., 2021), donde destaca el uso de granitoides como material de construcción (además de otros usos) a lo largo de diferentes fases constructivas y diferentes contextos arqueológicos. Este enclave arqueológico se encuentra dentro del radio de influencia de diversas canteras ubicadas tanto en la Sierra de Guadarrama como en el batolito de Montes de Toledo (Fig. 1), por lo que resulta necesario un análisis discriminatorio previo que establezca criterios para distinguir el

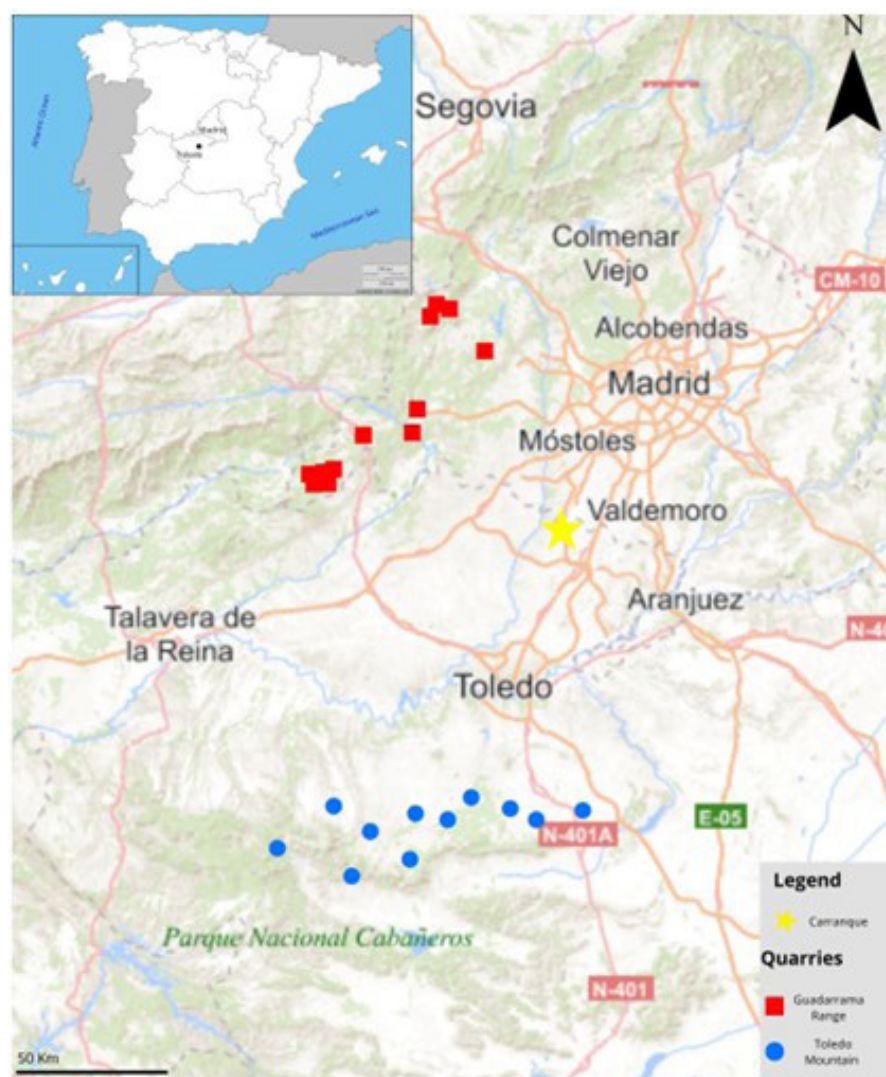


Fig. 1.- Ubicación geográfica de los puntos de muestreo (canteras históricas) estudiados (Google map), en la zona noroeste se encuentra la zona de la Sierra de Guadarrama y en la zona sur el batolito de los Montes de Toledo, y entre ambos ubicado Carranque. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographical location of the sampled sites (historic quarries) studied (Google Maps). In the northwest, the Sierra de Guadarrama is located. In the south, the Montes de Toledo batholith. Between them lies Carranque. See color figure in the web.

material procedente de un área extractiva u otra. Trabajos similares han demostrado la importancia de estos estudios en la determinación de las áreas fuentes, como las estelas de guerreros grabados en piedra y distribuidas por la provincia de Toledo (Merino Martínez et al., 2019).

Por ello, el objetivo de este estudio es analizar y comparar rasgos petrológicos y radiométricos de granitos muestreados en 23 canteras históricas ubicadas tanto de la Sierra de Guadarrama como del batolito de Montes de Toledo (Fig. 1). El criterio de muestreo, por lo tanto, sigue una directriz extractiva, centrando el estudio en aquellos afloramientos con evidencias de cantería. El análisis comparativo realizado servirá de herramienta diagnóstica para futuros análisis de procedencia del material granítico identificado en el yaci-

miento de Santa María de Abajo (Carranque, Toledo).

Contexto geológico

La Sierra de Guadarrama y los Montes de Toledo representan unidades geológicas clave dentro de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico, con características litológicas y estructurales que reflejan su evolución tectónica y petrogenética.

La Sierra de Guadarrama, parte del Sistema Central, está dominada por rocas ígneas, leucogranitos, granitos compuestos de una mica (tipo-I) o dos micas (tipo-S) y metamórficas del Neoproterozoico (metasedimentarias) a Paleozoico (ortogneises), con una notable presencia de granitoides Variscos, principalmente

granodioritas y granitos, que conforman el Batolito de Ávila (Bea et al., 2004) o batolito del Sistema Central Español. En contraste, la región de los Montes de Toledo, están compuestos por materiales paleozoicos y grandes masas de granitos, siendo en su gran mayoría tipo-S y en sectores puntuales los cuerpos graníticos están compuestos de dos micas (Barbero y Villaseca, 2004).

A pesar de sus similitudes petrológicas, con la presencia de granitoides, la tectónica ha afectado a ambas regiones de manera distinta: mientras la Sierra de Guadarrama ha experimentado una fuerte reactivación durante la orogenia Alpina, los Montes de Toledo han permanecido más estables desde la consolidación del basamento Varisco (Barbero y Villaseca, 2004).

Metodología

El presente estudio combinó análisis petrográficos en láminas delgadas y mediciones radiométricas con valores estimados en muestras de mano para caracterizar y diferenciar granitos muestreados en canteras históricas tanto de la Sierra de Guadarrama como del batolito de los Montes de Toledo. Se muestrearon 23 canteras históricas (12 en la Sierra de Guadarrama y 11 en la zona oriental del batolito de los Montes de Toledo) seleccionadas por su proximidad al yacimiento de Carranque y por su contexto histórico-arqueológico (Fig. 1).

Inicialmente, se realizó un análisis macroscópico registrando textura, tamaño de grano y alteración mineralógica. Luego, mediante microscopía óptica de polarización (Nikon 2000, objetivos de 4x y 10x, cámara Cannon 2000 EDS), se examinaron la mineralogía y textura, prestando especial atención a la sericitización de plagioclasa, cloritización de biotita y presencia/ausencia de moscovita magmática, y por tanto es resultado de la cristalización directa del magma.

Para complementar el estudio, se realizaron 5 medidas radiométricas por muestra con un espectrómetro portátil de rayos gamma (RS-230 BGO), determinando la radioactividad natural (CPS) y concentraciones estimadas de K (%), U (ppm) y Th (ppm). Estos valores fueron promediados, para tener valores más representativos que permitieron evaluar diferencias geoquímicas entre los granitos de ambas regiones.

Resultados

Descripción petrográfica

Las principales diferencias entre los granitos encontrados en el yacimiento con las canteras de la Sierra de Guadarrama y las de la región de Toledo radican en su textura, paragénesis y alteración mineralógica.

Las muestras procedentes de la Sierra de Guadarrama se caracterizan por una textura holocristalina predominantemente gruesa (Fig. 2 A) con tamaño de grano entre 3-6 mm, y quasi-equigranular, excepto en dos muestras próximas al municipio de Robledo de Chavela, donde predomina el tamaño de grano medio (2-4 mm). El cuarzo suele mostrar extinción ondulante, mientras que la plagioclasa se presenta muy fresca o con muy bajo grado de sericitización, exceptuando las canteras cercanas al municipio de Robledo de Chavela, las cuales están bastante alteradas y sericitizadas. Además, en esas mismas canteras la plagioclasa presenta una extinción ondulante y macas de deformación (Fig. 2 B). La biotita está cloritizada en todas las muestras (Fig. 2 C), sin halos metamícticos alrededor de circón. Una característica significativa de las muestras tomadas en las canteras históricas de esta región es la ausencia de moscovita magmática, lo que confiere a estas rocas una paragénesis de una mica, aunque algunos cristales postmagmáticos formados por transformación (sub-solidus) de la biotita y la plagioclasa son observadas.

Por otro lado, en la región de Toledo, las muestras tienen una textura holocristalina con tamaño de grano medio (2-4 mm; Fig. 2 D), excepto en 3 de las 11 canteras, que tienen tamaño de grano más fino (0.5-3 mm). Algunas muestras presentan una textura preferencialmente inequigranular. El cuarzo generalmente muestra extinción ondulante (Fig. 2 E), con excepción en 3 muestras, y el feldespato potásico está bastante fresco. La plagioclasa está poco sericitizada en la mayoría de las muestras, excepto en las tres mismas muestras de grano fino mencionadas anteriormente. Se observa zonado oscilatorio normal en la plagioclasa de 4 canteras, mientras que, en la muestra cercana al municipio de Sonseca, no se observa zonado. La biotita está cloritizada, y se observa moscovita magmática (ie., en equilibrio textural con la biotita, feldespatos y cuarzo). La presencia de la

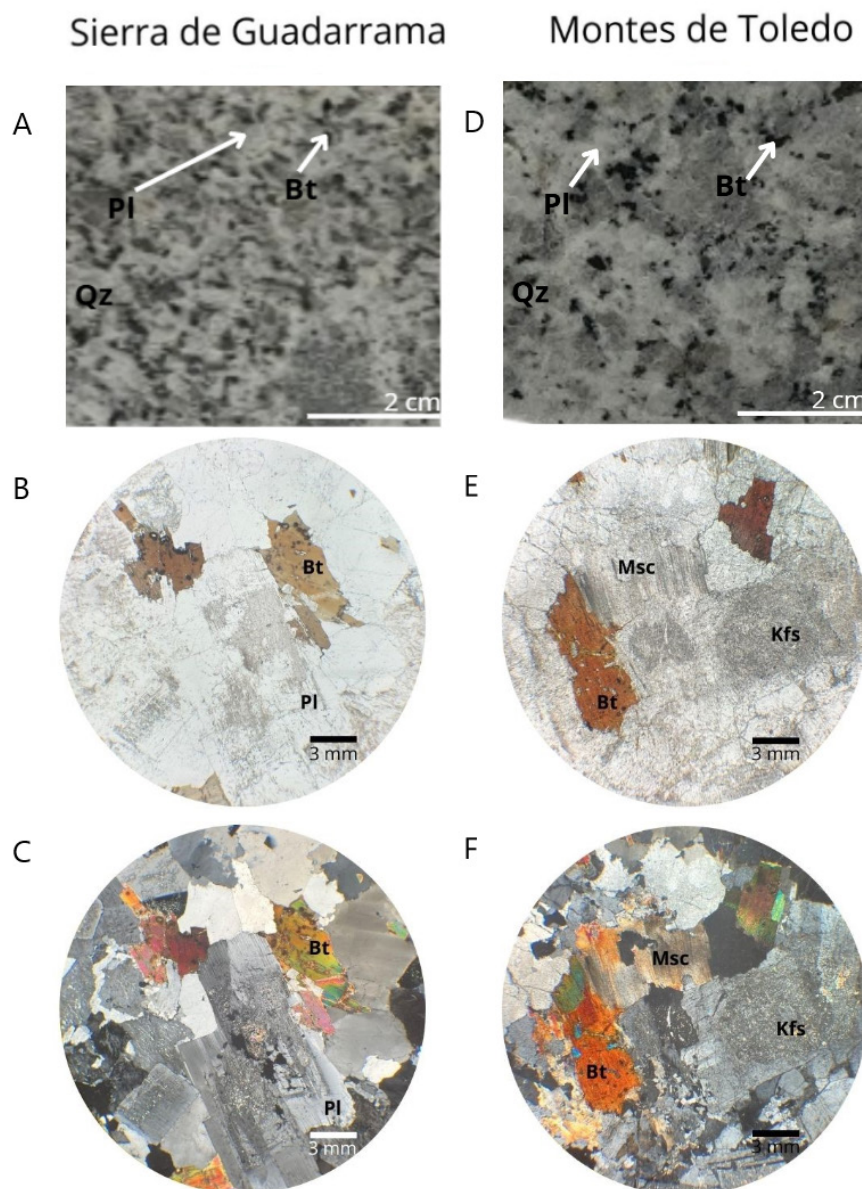


Fig.2.- Imágenes de muestra de mano (fila superior) y microscopio petrográfico, tanto en nicols paralelos (segunda fila) como en nicols cruzados (fila inferior) de las muestras estudiadas. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Sample images of hand specimens (top row) and petrographic microscope views, both in parallel nicols (second row) and crossed nicols (bottom row) of the studied samples. See color figure in the web.

moscovita ígnea en las muestras tomadas de las canteras evidencia la diferencia en la paragénesis de las muestras de ambos sitios (Fig. 2 E). Los circones incluidos en la biotita presentan halos metamícticos en todas las muestras estudiadas de esta región.

Radiometría de las muestras

Los valores radiométricos medidos en las dos regiones de estudio (Fig.3) muestran diferencias entre la Sierra de Guadarrama y del sector oriental del batolito de los Montes de Toledo. En la figura 3 se representa los valores pro-

medio de cada región donde se observa una distribución diferenciada, con variaciones en la dispersión y en el rango de los datos.

En la Sierra de Guadarrama, los valores radiométricos presentan una mayor variabilidad, con registros que alcanzan valores superiores a 30 CPS (Fig. 3). En contraste, en el batolito de los Montes de Toledo, los valores se concentran en un intervalo más acotado, aproximadamente entre 22 y 27 CPS. En algunos puntos, los valores de ambas regiones se superponen, aunque la distribución general de los datos muestra un claro valor umbral de 27 CPS.

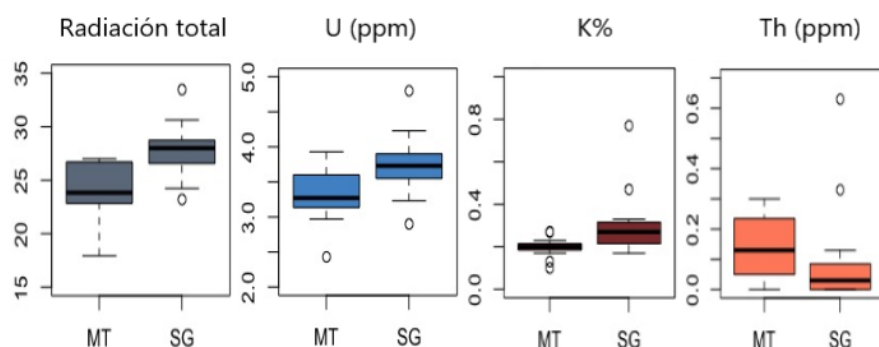


Fig. 3.- Gráfica comparativa de las medidas totales de radiación y la cantidad de uranio, potasio y torio, entre la Sierra de Guadarrama (SG) y el sector oriental del batolito de los Montes de Toledo (MT). Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Comparative graph of total radiation measurements and the amount of uranium, potassium, and thorium between the Sierra de Guadarrama (SG) and the eastern sector of the Montes de Toledo batholith (MT). See color figure in the web.

En el caso de las concentraciones estimadas de uranio, se observa una distribución parecida a la que se aprecia en los datos de radiometría total. La tendencia general muestra que las canteras de la Sierra de Guadarrama presentan mayores concentraciones estimadas de uranio que las muestras provenientes del batolito de los Montes de Toledo (Fig. 3). Por otro lado, las concentraciones estimadas de K y de Th no son claros discriminantes ya que en el caso de las muestras de las canteras de la Sierra de Guadarrama hay mucha dispersión de datos, generando que el rango discriminante esté poco acotado. Por lo que no serían selectivos para este caso de estudio.

Los análisis radiométricos destacan diferencias en la concentración estimada de elementos de uranio y radiación total, lo que aporta otro potencial discriminante (no destructivo) entre las muestras de cantería estudiadas.

Conclusiones

La combinación de técnicas destructivas (láminas delgadas para estudios en microscopio petrográfico) y no destructivas (radiométricas con espectrómetro portátil de rayos gamma) son de elevada utilidad en estudios arqueológicos. El análisis petrográfico de las muestras de granito de canteras históricas próximas al yacimiento arqueológico de Carranque,

ubicadas tanto en la Sierra de Guadarrama como en Montes de Toledo, revelan variaciones en el tamaño de grano, textura y grado de alteración.

En general, los granitos muestreados de las canteras históricas en la Sierra de Guadarrama exhiben una textura equigranular predominante, en las que la plagioclasa no está excesivamente sericitizada y presentan biotita como única mica ígnea. Los granitos muestreados de las canteras históricas del batolito de los Montes de Toledo, en cambio, presentan una mayor alteración en la biotita, alterándose a clorita y poco desarrollo de sericita en plagioclasa. Además, en este segundo grupo de muestras, se observa moscovita magmática. Esta ausencia o presencia de moscovita magmática puede ser utilizado como indicador discriminante entre los dos grupos de canteras comparadas.

Finalmente, las diferencias en los valores de radiometría y las concentraciones estimadas de uranio ofrecen otro criterio de discriminación entre los granitos de las canteras de ambas regiones permitiendo establecer un valor umbral de actividad radiométrica total de 27 CPS que diferencia ambas poblaciones. Además, al ser una técnica no destructiva, la hace especialmente útil en estudios arqueológicos donde la conservación del material es prioritaria. No obstante, se necesitaría crear una base de datos mayor utilizando

un mayor número de muestras y un mayor número de afloramientos estudiados de ambas regiones, con la que nutrir futuros estudios en la zona.

Contribución de los autores

MCG: Estructura del trabajo, metodología, edición, figuras y redacción del manuscrito; JMM y JFM: toma de muestras, revisión del manuscrito, supervisión del trabajo; IFBQ y DB metodología, edición de figuras y revisión del texto; VGE: adquisición de datos, toma de muestras, revisión del texto.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto "Materiales para construir una villa: Estudio del material lapídeo empleado en la construcción de los edificios de la villa romana de Carranque", financiado por la Fundación Palarq (IPs: V. García-Entero y J. Martínez-Martínez); y por la beca JAEICU_24_01033 del CSIC (autor beneficiario: Marina Campos-Gómez). Los autores agradecen los comentarios realizados por Enrique Merino y 2 revisores anónimos.

Referencias

- Barbero, L. y Villaseca, C. (2004). Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 110-115.
- Bea, F., Villaseca, C. y Bellido, F. (2004). Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 101-110.
- García-Entero, V., Aranda González, R. y Vidal Álvarez, S. (2021). *Forschungen zu spätromischen Residenzen 1*, Harrassowitz Verlag, Göttingen, 195-203. <https://doi.org/10.3989/aes-pa.096.023.03>
- Merino Martínez, E., Andonaegui, P., Chapa, T., & Pereira Sieso, J. (2019). *Geoarchaeology*, 2019(1), 1-21. Wiley Periodicals, Inc. <https://doi.org/10.1002/gea.21759>

Caracterización litoestratigráfica de los afloramientos miocenos del entorno de Pozo Moro-Pétrola (Albacete) y su explotación como recurso constructivo local

Lithostratigraphic characterization of the Miocene deposits in the Pozo Moro-Pétrola area (Albacete) and their use as a local construction resource

Javier Martínez-Martínez^{1*}, José Francisco Mediato Arribas², Miguel Ángel Rodríguez Pascua², M^a Ángeles Perucha² y Martín Almagro Gorbea³

¹ Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). La Calera, 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).

javier.martinez@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). C Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

jf.mediato@igme.es, ma.rodriguez@igme.es, ma.perucha@igme.es

³ Real Academia de la Historia. León, 21, 28014 Madrid.

teutates1946@gmail.com

*Corresponding autor

ABSTRACT

In the area between Pétrola and Pozo Moro (central-west of the Albacete region) Miocene deposits outcrop formed by successions of calcarenites and sandstones that can reach depths greater than 11 m. The detrital fraction is made up of rock fragments, quartz (micro and polycrystalline), chert and gypsum, while in the bioclastic fraction foraminifera (benthic and planktonic), fragments of bivalves, red algae and bryozoans are recognized. Rocks usually present little or moderately developed calcitic cementation, being mostly of the circumgranular type, although in some samples a second poikilotopic or mosaic cementing phase are recognized. These sequences have been historically exploited as building material, at least in three extractive areas located in this study (Pétrola and Pozo Moro surroundings). The objectives of this work focus on the identification of petrological features that allow recognizing the use of these materials in cultural heritage. The main distinctive petrological features focus on the presence/absence of: 1) planktonic foraminifera; 2) rock fragments in the detrital fraction; 3) polycrystalline quartz.

Key-words: calcarenite, sandstone, quarry, cultural heritage, petrology.

RESUMEN

En el área entre Pétrola y Pozo Moro (centro-oeste de la provincia de Albacete) afloran depósitos miocenos formados por sucesiones de calcarenitas y areniscas que pueden alcanzar potencias superiores a los 11 metros. La fracción detrítica está constituida por fragmentos de roca, cuarzo (monocristalino y policristalino), chert y yeso, mientras que en la fracción bioclástica se reconocen foraminíferos (bentónicos y planctónicos), fragmentos de bivalvos, algas rojas y briozoos. Los niveles suelen presentar cementación calcítica poco o moderadamente desarrollada, siendo mayoritariamente del tipo circumgranular, aunque en algunas muestras se ha reconocido una segunda fase cementante de tipo mosaico o poikilotópico. Estas secuencias han sido explotadas históricamente como material de construcción, al menos en tres áreas extractivas localizadas en este estudio (entorno de Pétrola y entorno de Pozo Moro). Los objetivos de este trabajo se centran en la identificación de rasgos petrológicos que permitan reconocer el empleo de estos materiales en elementos constructivos del patrimonio cultural. Los principales rasgos petrológicos distintivos se centran en la presencia/ausencia de: 1) foraminíferos planctónicos; 2) fragmentos de roca en la fracción detrítica; 3) cuarzo policristalino.

Palabras clave: calcarenita, arenisca, cantera, patrimonio cultural, petrología.

Geogaceta, 78 (2025), 55-58

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113673>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

El análisis de procedencia de materiales pétreos de construcción es un campo multidisciplinar de trabajo donde la petrología aplicada aporta las principales herramientas clave de diagnóstico. Los resultados obtenidos son muy relevantes a la hora de definir el marco histórico-constructivo de un monumento o edificio y apoyan estudios complementarios de ámbito arqueológico, arquitectónico o histórico. El análisis de procedencia requiere de una caracterización petrológica

detallada tanto de los materiales pétreos presentes en la construcción, como de los potenciales afloramientos que han servido de áreas extractivas. En ambos casos es muy importante prestar especial atención tanto a los rasgos petrológicos característicos de ese material (y que servirá como indicador petrológico de procedencia), como a la variabilidad de estos rasgos en la roca y en el afloramiento. Por ello, cuando se analizan rocas de construcción de ámbito sedimentario, es necesario abordar el estudio litoestratigráfico de afloramientos asociados a potenciales canteras

y áreas extractivas. La complejidad de establecer una procedencia concreta y unívoca de estos materiales de construcción dependerá tanto de la singularidad de los rasgos petrológicos caracterizados, como de la variabilidad de éstos en el material (Martínez-Martínez, 2019).

En este trabajo se aborda el estudio y caracterización de los depósitos miocenos del entorno de Pétrola-Pozo Moro (Albacete), como posibles recursos constructivos del patrimonio local. En este sentido, este estudio constituye el marco de referencia para posteriores análisis

de procedencia del material pétreo empleado en elementos patrimoniales del entorno próximo como por ejemplo la iglesia parroquial de Pétrola (siglo XVIII), elementos etnográficos locales (molinos) o el emblemático monumento íbero funerario de Pozo Moro (Almagro-Gorbea, 2021).

El objeto de este trabajo es la caracterización litoestratigráfica de los depósitos miocenos del entorno de Pétrola-Pozo Moro, así como la localización y estudio de las canteras históricas que beneficiaban estos materiales. Este estudio constituye la base de trabajos posteriores sobre la utilización y conservación de estas rocas en el patrimonio cultural local.

Contexto geológico

El área de Pétrola y Pozo Moro se ubica al sur de Chinchilla de Montearagón (centro-este de Albacete) (Fig. 1). Se enmarca en la transición entre el extremo oriental de la zona Prebética y la terminación sur de la Cordillera Ibérica. Los materiales jurásicos comprenden depósitos marinos (dolomías, margas y calizas), separados por discontinuidad erosiva de

los materiales cretácicos (facies continentales en el Cretácico Inferior-Weald y marinas en el tránsito Inferior-Superior y en el Cretácico Superior) (Arias et al., 1979). El Neógeno marino y continental está representado por conglomerados y calizas bioclásticas de edad Serravallense-Tortonense (Arias et al., 1979) sobre las que se depositan calizas, margas y yesos, y margas lacustres (Tortonense-Messiniense) (Calvo et al., 1978).

Tectónicamente, las estructuras son sencillas, de suaves y amplios plegamientos y fallas normales, con mezcla de directrices Ibéricas y Prebéticas (Longares Alonso et al., 1981).

Las secuencias estratigráficas del Mioceno están diferenciadas en dos unidades claramente separables y discordantes entre sí (Longares Alonso et al., 1981). La primera unidad, discordante con el Mesozoico, está formada por margas y calcarenitas con clara influencia marina (briozoos, moluscos y equinodermos) (Mioceno Medio-Tortonense, según Longares Alonso et al., 1981). La segunda unidad, corresponde a una formación de calizas y margocalizas lacustres que localmente presentan intercalaciones

de yesos y arcillas yesíferas (Toronien-Messiniense).

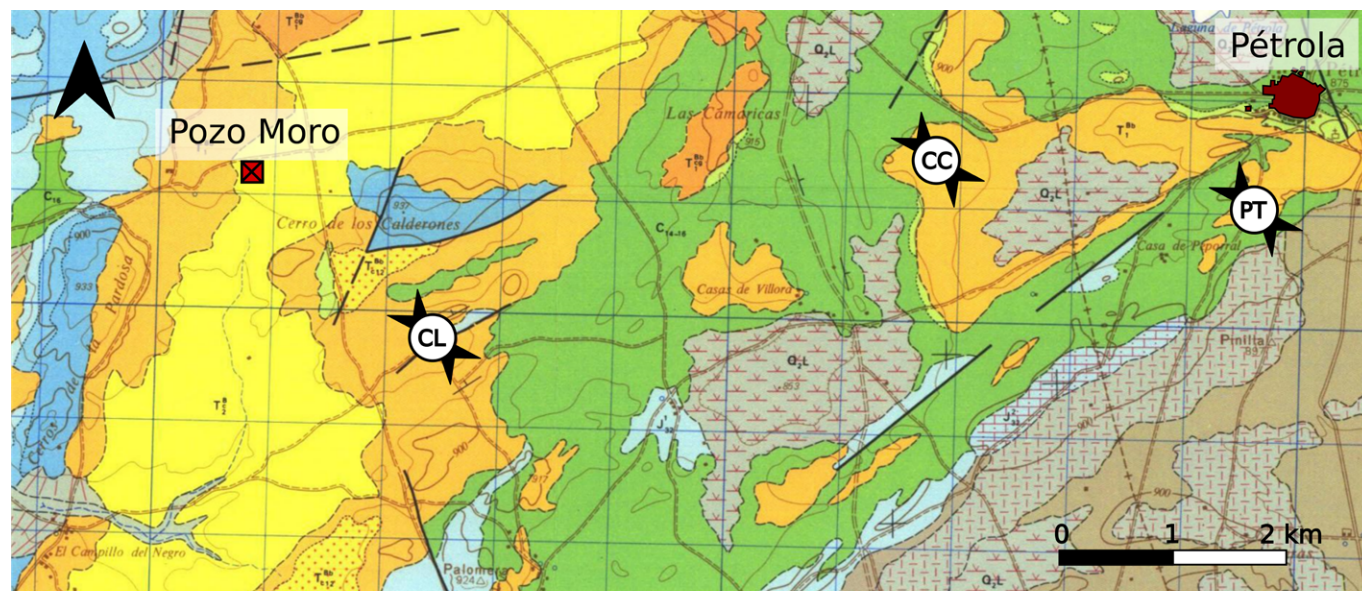
Metodología

Se han estudiado tres afloramientos miocenos: Cola de Caballo (coordenadas 622072; 4298150), Cerro de los Calderones (617887; 4296426) y Cerro de las Eras (629623; 4297556) (coordenadas UTM-ETRS89) (Fig. 1). Se han levantado columnas estratigráficas y se han muestreado los principales niveles lito-estratigráficos (15 en total).

La caracterización petrológica de las muestras (láminas delgadas con tinción de Alizarina) se ha llevado a cabo mediante microscopio óptico petrográfico, (Olympus CX31).

El tamaño de grano (cuarzo) se ha medido con el software Jmicrovision, cuantificando un mínimo de 75 partículas por lámina delgada. La distribución de tamaño se ha expresado mediante valor medio y máximo.

El trabajo de campo se ha completado con una localización de áreas extractivas (canteras), abordando tanto una prospección mediante fotografía aérea, como una prospección directa sobre el terreno.



Jurásico	Cretácico	Terciario	Cuaternario
Calizas oolíticas (Jurásico Sup - Malm)	Margas, Dolomías y margas (Cretácico Superior)	Arcillas y brechas (Plioceno)	Coluviones
Margas, Calizas y Areniscas (Jurásico Sup - Malm)	Arenas y conglomerados (Cretácico Inferior)	Arcillas rojas (Mioceno)	Costras carbonatadas
Calizas rosadas y margas (Jurásico Sup - Dogger)	Arcillas y margas (Cretácico Inferior)	Conglomerados carbonatados (Mioceno)	Lagunar
Dolomías y calizas oolíticas (Jurásico Sup - Lías)		Biocalcarenit. Conglomerados silíceos (Mioceno)	Eluviales

Fig. 1.- Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Longares Alonso et al., 1981) y localización de las series estratigráficas estudiadas: (1) Cerro de los Calderones; (2) Cola de Caballo; (3) Cerros de las Eras. Ver figura a color en la web.

Fig. 1.- Geological map of the study area (modified from Longares Alonso et al., 1981) and location of the stratigraphic series studied: (1) Cerro de los Calderones; (2) Cola de Caballo; (3) Cerro de las Eras. See color figure in the web.

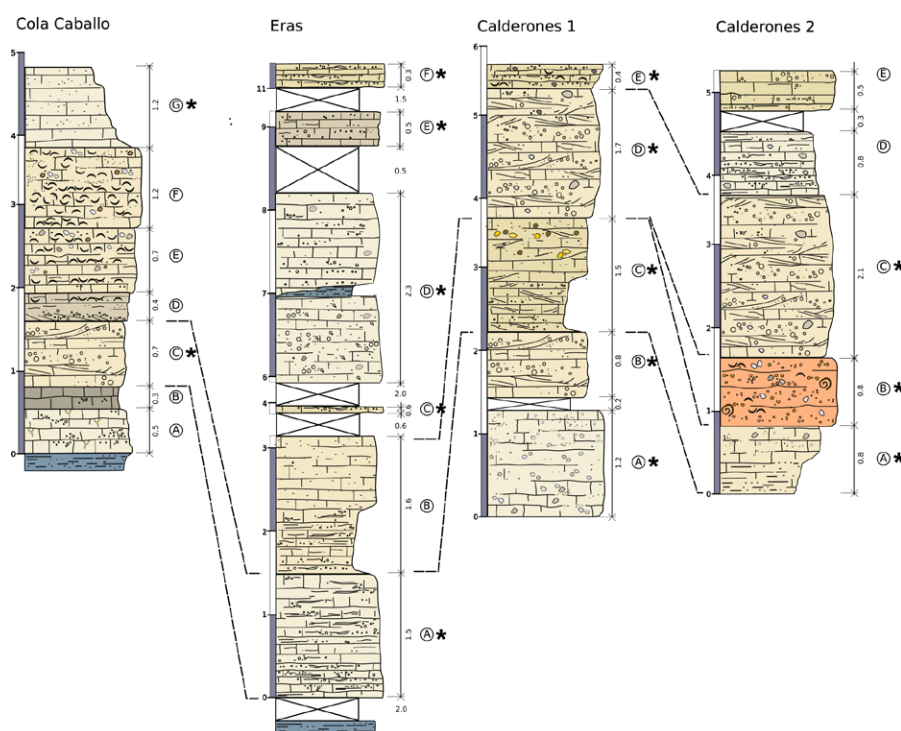


Fig.2.-Secuencias estratigráficas estudiadas y posible correlación entre ellas. Los asteriscos marcan los niveles muestreados y estudiados con microscopio petrográfico. Ver figura a color en la web.

Fig.2.- Studied stratigraphic sequences and possible correlation between them. The asterisks mark the levels sampled and studied with a petrographic microscope. See color figure in the web.

Caracterización litoestratigráfica

Las secuencias estratigráficas tienen potencias que varían desde 4.8 m (serie de Cola de Caballo, en el sector meridional del relieve) y los 11.4 m registrados en el depósito del Cerro de las Eras (Pétrola) (Fig. 2). La secuencia estratigráfica de Cerro de los Calderones se ha estudiado en dos series parciales, correlacionables lateralmente: Calderones 1 (tramo inferior de la serie) y Calderones 2 (tramo superior).

En general, las series estudiadas están constituidas por una alternancia de calcarenitas y cuarzoarenitas con proporción variable de fracción detrítica y bioclástica. En todos los casos, la base de las series estudiadas se encuentra en contacto basal con margas blanco-azuladas. Algunas secuencias están coronadas a techo por un biostroma de bivalvos de gran tamaño y de potencia variable (1.2m en el caso de la secuencia de Cola de Caballo).

La tabla I incluye una síntesis de diferentes aspectos petrológicos de las muestras analizadas bajo microscopio petrográfico, focalizando el estudio en aquellas características que son susceptibles de actuar como rasgos petrológicos discriminatorios en posteriores análisis de procedencia de materiales pétreos en el patrimonio cultural local.

La fracción detrítica tiende a ser más abundantes en la serie Cerro de los Calderones (% detríticos entorno al 50-70%), observándose cuarzo monocristalino (aunque algunos niveles también presentan cuarzo policristalino) y abundantes fragmentos de roca (calizas oolíticas, micríticas y bioclásticas). En la serie Cerro de las Eras, la fracción detrítica es menor (35-50%), correspondiendo a granos de cuarzo monocristalino (no se ha identificado cuarzo policristalino), chert y yeso. Destaca la ausencia de fragmentos de roca.

El tamaño de los granos de cuarzo en la serie Cerro de las Eras es menor que en Cerro de los Calderones (Tabla I).

El contenido bioclástico es muy variable, reconociéndose bivalvos, equinodermos, foraminíferos y algas rojas, con diferente grado de fragmentación y micritización. Un rasgo muy significativo es la presencia de foraminíferos bentónicos y planctónicos en la serie Cerro de las Eras, mientras que en la serie Cerro de los Calderones únicamente se han identificado foraminíferos bentónicos.

El ortoquímico predominante en las muestras de las series Cerro de los Calderones y Cerro de las Eras es el cemento calcítico circungranular, que en ocasiones puede estar acompañado de una segunda fase cementante en mosaico o

poiquilótípico. Algunos niveles de la serie Cerro de los Calderones presentan un pequeño contenido en matriz micrítica.

Localización y caracterización de áreas extractivas

Se han localizado tres zonas de explotación de las areniscas y calcarenitas miocenas en el entorno de Pétrola-Pozo Moro. Dos de ellas (Eras-1 y Eras-2) explotan los niveles basales y centrales de la serie estratigráfica "Cerro de las Eras" (principales niveles explotados: A, B y D), mientras que la tercera cantera se centra en los tramos intermedios y superiores de la serie estratigráfica definida en el Cerro de los Calderones. En todos los casos constituyen pequeñas explotaciones superficiales relativamente intensivas (según la clasificación propuesta por Bessac, 2003), en las que únicamente se identifican signos de trabajo con herramientas preindustriales, por lo que es de suponer que la actividad extractiva es anterior a la segunda mitad del siglo XX.

Eras-1 es una pequeña explotación con un paisaje extractivo bien preservado, en el que es posible reconocer numerosos vestigios y marcas de cantería preindustrial (escalonamiento, marcas de pico, cajas de cuña, rozas y surcos). El último periodo de actividad está fechado por un grafiti grabado en uno de los frentes de explotación (AGG 1876). Eras-2, en cambio, es una extensa área con un paisaje de cantería muy desdibujado. Se extiende sobre una pendiente escalonada, en la que es posible reconocer marcas dispersas de barrenos, picos y rozas. A los pies de esta zona de trabajo se desarrolla una escombrera muy extensa.

El área extractiva de Calderones se encuentra también muy desdibujada y naturalizada. Las marcas más evidentes se encuentran en el extremo oriental del afloramiento, en el que es posible reconocer escalonamientos, rozas, cajas de cuña, un posible camino de acceso y explanada de trabajo.

Conclusiones

Los afloramientos miocenos del entorno de Pétrola-Pozo Moro han sido explotados como material pétreo de construcción en época preindustrial. Evidencia de ello son las tres áreas extractivas localizadas y estudiadas en este trabajo, las cuales constituyen pequeñas

		Frac. Detrítica						Frac. Bioclástica					Ortoquímico				Estructura	
		Detritico/Bioclasto (%)	Morfología (Cuarzo)	Otro			Tamaño	Otros					Tipo (cemento)					
				Fragm. Roca	Chert	Yeso		Máximo	Medio	Foraminíferos (b/p)	Bivalvos	Algas Rojas	Equinodermos	Briozoos	Matriz/cemento	Circungranular		Mosaico
C. Calderones	1A	50/50	a/sa	X			1.0	0.3	B	X		X	X	m/c	X			Lm
	1B	70/30	a	X			0.4	0.2	B	X		X		c	X	X		Lm
	1C	70/30	a/sa	X			0.4	0.2	B	X				(m)/(c)	(X)			OP
	1D	70/30	a/sa	X			0.7	0.2	B	X	X		X	(c)	X			Lm
	1E	25/75	a	X			0.7	0.2	B	X	X	X	X	c	X			
	2A	75/25	a/sa	X			0.5	0.2	B	X				(m)/c	X			
	2B	70/30	a/sa	X			1.0	0.2	B	X	X		X	(c)	(X)			
	2C	25/75	a	X			1.1	0.2	B	X	X	X	X	c	X			
CC	2C	75/25	sr				0.9	0.4		X	X	X	X	m/(c)	(X)			
	2G	10/90					1.3	0.2		X		X	X	m/c	X			
C. Eras	1A	40/60	sa		X	X	0.3	0.2	B/P	X				c	X		X	OP
	1C	50/50	a		X		0.4	0.1	B	X		X		c	X	(X)		Lm
	1D	35/65	a/sa		X		0.3	0.1	B				X	c	X		(X)	Lm
	1E	50/50	a/sa		X		0.4	0.2	B/P	X	X			(c)	(X)			
	1F	40/60	a			X	0.2	0.1	B/P	X	X	X		c	X			

Tabla I. Características petrográficas más relevantes de las muestras estudiadas de las series estratigráficas Cerro de los Calderones, Cola de Caballo (CC) y Cerro de las Eras. Abreviaturas en columna “Morfología”: a (anguloso), sa (subanguloso), sr (subredondeado); en columna “Foraminíferos”: B (bentónicos), P (planctónicos); en columna “Matriz/Cemento”: m (matriz), c (cemento); en columna “Estructura”: Lm (laminada), OP (orientación preferente de componentes). Entre paréntesis se expresa el contenido poco abundante.

Table I. Most relevant petrographic characteristics of the studied samples from the Cerro de los Calderones, Cola de Caballo (CC) and Cerro de las Eras stratigraphic series. Abbreviations in “Morphology” column: a (angular), sa (subangular), sr (subrounded); in column “Foraminifera”: B (benthic), P (planktonic); in “Matrix/Cement” column: m (matrix), c (cement); in “Structure” column: Lm (laminated), OP (preferential orientation of components). The infrequent content is expressed in parentheses.

explotaciones superficiales en las que es posible identificar marcas de herramientas manuales y diferentes elementos del paisaje de cantería preindustrial con grado de conservación desigual.

El material explotado corresponde a depósitos de calcarenitas y areniscas miocenas, que alcanzan potencias de hasta 11.4 m (serie Cerro de las Eras). Es posible identificar rasgos petrológicos diferenciadores entre la serie Cerro de los Calderones (Pozo Moro) y Cerro de las Eras (Pétrola), lo cual permitiría abor-

dar análisis de procedencia de materiales pétreos empleados en elementos constructivos del patrimonio cultural local. Los principales rasgos diferenciadores de ambas series son: 1) presencia de foraminíferos planctónicos en la serie Cerro de las Eras; 2) ausencia de fragmentos de roca en la fracción detrítica de los niveles de la serie Cerro de las Eras; 3) tendencia a presentar matriz micrítica (aunque escasa y con distribución desigual) en la serie Cerro de los Calderones. Además, el tamaño de grano (en el cuarzo) es ligera-

mente mayor en los niveles de la serie de Cerro de los Calderones.

Contribución de los autores

JMM: estructura del trabajo, adquisición de datos, investigación/análisis, coordinación. JFMA: adquisición de datos, figuras, revisión del manuscrito. MARP: revisión del manuscrito, figuras. MAPA: investigación/análisis, revisión del manuscrito. MAG: revisión del manuscrito, supervisión.

Referencias

Almagro-Gorbea, M. (2021) *Madri- der Mitteilungen* , 24, pp. 177–293. doi:10.34780/qcod-f1b2.

Arias, C., Elízaga, E. y Vilas, L. (1979). *Cua- dernos Geología Ibérica*, 5, 453–470.

Bessac, J.C. (2003). *Marbres en Franche- Comté. Actes des Journées d’études*. Be- sançon, Asprodic, 21–34.

Calvo, J.P., Elízaga, E., López, N., Robles, F. y Usera, J. (1978). *Boletín Geológico y Minero*, 89, 407–426.

Longares Alonso, V., Sánchez-Blanco, M., Elízaga, E., Sanz Hernández-Sampe- layo, T., Álvarez Ramis, C. (1981). *Mapa Geológico de España (E. 1:50.000). Hoja 817 (Pozo-Cañada). Memoria y Mapa*. Instituto Geológico y Minero de Es- paña. 19 pp.

Martínez-Martínez, J. (2019). En: *Espacios de canteras históricas* (E. Álvarez Arec- es, J.M. Baltuille, J. Fernández Suárez, J. Martínez-Martínez y M.A. Utrero Agu- do, Eds.). *Espacios de canteras históri- cas*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 114 pp.

La erupción de El Charco de 1712 (Cumbre Vieja, La Palma). Nuevas aportaciones petrográficas y mineralógicas

The 1712 El Charco eruption (Cumbre Vieja, La Palma). New petrographic and mineralogical contributions

Nicolás Chicharro^{1*}, María José Huertas¹, Álvaro Márquez¹ y Eumenio Ancochea¹

¹ Universidad Complutense de Madrid. Área de Petrología y Geoquímica.
nicolach@ucm.es, huertas@ucm.es, amarqu13@ucm.es, anco@ucm.es.

*Corresponding author

ABSTRACT

The 1712 El Charco volcanic eruption is one of the least known among the eight historical eruptions occurred on La Palma Island. The eruption showed a strombolian eruptive style, with some hydromagmatic phases, and included the opening of multiple effusive vents along a NW-SE fracture spanning 3 km in length. Two petrological types were emitted during the eruption: first, pyroxene-amphibole tephrites, followed by pyroxene-olivine basanites. The studied rocks of El Charco eruption show mainly mafic minerals: diopside, forsterite-rich olivine and kaersutite. Labradorite is the only felsic mineral, together with scarce macrocrystals of andesine. Fe-Ti oxides generally belong to the magnetite-ulvospinel series. The fractionation of olivine seems to be the mechanism responsible for the evolution of basanitic magmas to tephritic magmas. The large number of clinopyroxenes (together with some olivines) showing reverse zoning patterns, as well as the disequilibrium textures observed in some olivines and amphiboles, suggest that mixing processes occurred between tephritic and basanitic magmas during this eruption. This magma mixing may have been the triggering mechanism for the volcanic eruption, as has been also proposed for the recent 2021 eruption in La Palma Island.

Key-words: Cumbre Vieja (La Palma), historical eruptions, mineral chemistry, magmatic processes, petrology.

RESUMEN

La erupción volcánica de 1712, de El Charco, es una de las peor conocidas de las 8 erupciones históricas de la isla de La Palma. Fue un evento principalmente estromboliano, con fases hidromagmáticas, durante el cual se abrieron múltiples bocas a lo largo de una fractura NW-SE de 3 km de longitud. Se emitieron dos tipos petrológicos: primero tefritas piroxénico-anfibólicas y posteriormente, basanitas piroxénico-olivínicas. Las rocas de El Charco están formadas principalmente por minerales máficos: diópsido, olivino rico en forsterita y kaersutita. El único mineral claro es la plagioclasa, de tipo labradorita, aunque ocasionalmente aparecen también macrocristales de andesina. Los óxidos de Fe-Ti generalmente forman parte de la serie de la magnetita – ulvoespínela. El fraccionamiento del olivino podría ser responsable de la evolución de los magmas basaníticos a los magmas tefríticos. La gran cantidad de clinopiroxenos con zonados inversos y, en menor medida, de los olivinos, y las texturas de disequilibrio observadas en los olivinos y anfíboles, parecen indicar que en esta erupción ocurrieron procesos de mezcla entre los magmas tefríticos y basaníticos. Esta mezcla pudo ser el desencadenante de la erupción volcánica, como se ha propuesto en la reciente erupción de 2021 de La Palma.

Palabras clave: Cumbre Vieja (La Palma), erupciones históricas, química mineral, procesos magmáticos, petrología.

Geogaceta, 78 (2025), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113361>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La isla de La Palma es la más activa del Archipiélago Canario desde que se tiene registro de sus erupciones: 8 de las 15 ocurridas en los últimos 600 años (Hernández-Pacheco y Valls, 1980). Todas sus erupciones históricas se han concentrado en la parte sur de la isla, en el Edificio o Dorsal de Cumbre Vieja (Fig. 1).

La erupción del año 2021 ha puesto en evidencia la necesidad de conocer mejor el origen y evolución de los magmas de Cumbre Vieja, para tratar de mejorar las herramientas de pronóstico y monitorización volcánica. Ya que las erupciones más antiguas no pudieron ser monitorizadas instrumentalmente, el conocimiento del sistema magmático

durante cada erupción debe venir del estudio petrológico de sus productos eruptivos. En este trabajo se presentan datos de petrografía y geoquímica mineral de la erupción de El Charco de 1712, que es una de las menos conocidas de la isla.

Marco Geológico

En la isla de La Palma se distinguen tres unidades geológicas, en orden de antigüedad: el Complejo Basal y Edificio Submarino, el Edificio Norte y la Dorsal de Cumbre Vieja (Ancochea et al., 2004; Fig. 1).

Las erupciones históricas de Cumbre Vieja son: Tacande o Montaña Quemada (1470-1492), Tahuya (1585), Tigalate (1646), San Antonio (1676-77), El Charco

(1712), San Juan (1949) y Teneguía (1971) (Hernández-Pacheco y Valls, 1980), además de la reciente de Tajogaite en 2021. Todas han sido erupciones monogenéticas híbridas, con actividad explosiva y efusiva simultánea y duraciones entre 24 y 85 días.

La erupción de El Charco de 1712

Los relatos históricos que describen la erupción de El Charco quedan recogidos en Romero (1990). La erupción, que fue precedida por un período de sismicidad modesta, se inició el 9 de octubre de 1712 con actividad exclusivamente explosiva en lo que se convertiría en el cono principal. Al día siguiente comenzó la emisión de lavas a partir del salidero del cono y,

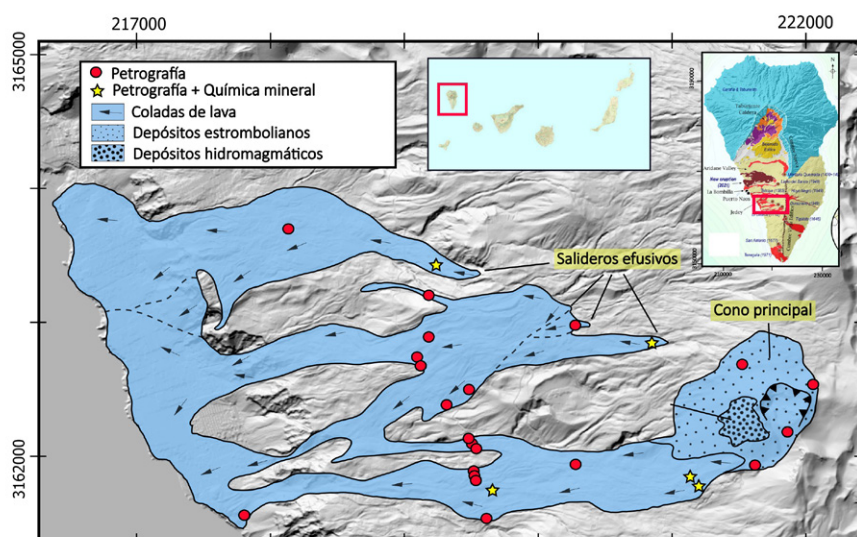


Fig. 1.- Mapa de los materiales eruptivos de 1712, con ubicaciones de las muestras. Cartografía geológica según Carracedo et al. (2004). Mapa geológico de La Palma modificado de Fernández et al. (2022). Coordenadas UTM 28N. Ver figura a color en la web.

Fig. 1.- Map of 1712 eruptive materials, with sample locations. Geological cartography according to Carracedo et al., 2004. Geological map of La Palma modified from Fernández et al., 2022. UTM 28N Coordinates. See color figure in the web.

en los días posteriores (15 de octubre), se abrieron varios salideros efusivos alineados a lo largo de una fractura NW-SE de casi 3 km de longitud (Fig. 1).

Tras 56 días de actividad, y una fuerte fase hidromagmática final, la erupción cesó el día 3 de diciembre. El resultado final es un cono de escoria (Montaña Lajiones) ubicado en la parte alta de la Dorsal, de 700-1000m de ancho y ~100m de alto, con depósitos hidromagmáticos en los niveles superiores, y un campo de lavas aa y pahoehoe, que alcanzaron los 5 km de longitud. Al llegar las lavas al mar formaron varios deltas lávicos superpuestos, de gran extensión lateral (Fig. 1).

Hernández-Pacheco y Valls (1980) reconocen en esta erupción la existencia de basaltos piroxénico-olivínicos y basaltos piroxénico-anfibólicos. Sin embargo, hasta el momento no se ha descrito ningún patrón petrológico temporal, como sí ocurre en otras erupciones históricas.

Metodología

Se han estudiado petrográficamente 26 muestras de la erupción de El Charco, pertenecientes a la Litoteca del Área de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid.

Se han realizado contajes modales en 10 de estas muestras (7 en los términos piroxénico-olivínicos y 3 en los piroxénico-anfibólicos). En cada lámina se han contado unos 1000 puntos, lo cual es significativo estadísticamente al tra-

tarse de rocas con tamaño de grano fino. El criterio empleado para denominar los cristales según su tamaño es el siguiente: fenocristal (> 1 mm), microfenocristal (1 – 0,1 mm), matriz (< 0,1 mm).

En 5 de las 26 muestras se ha determinado la composición química de sus minerales. Se han realizado 545 análisis en minerales en la microsonda electrónica (JEOL JXA-8200) de la Unidad de Microscopía Electrónica de la Universidad de Huelva.

Se han realizado mediciones en el borde y en el núcleo de los fenocristales y microfenocristales de las fases minerales principales. También se han analizado microlitos de la matriz e inclusiones (sin diferenciar bordes o núcleos).

Petrografía

La caracterización como basaltos que realizan Hernández-Pacheco y Valls (1980) es anterior al uso de los diagramas de clasificación geoquímicos. En el diagrama TAS de la IUGS (Le Bas et al., 1986) los análisis químicos existentes (recopilados en Carracedo et al. 2000) se proyectan todos en el campo de Basanitas-Tefritas. La separación entre ambos tipos es función del contenido en olivino, por lo que, a la vista de su composición modal (Fig.2) en esta erupción podemos hablar claramente de dos litologías bien diferenciadas: basanitas (con un contenido medio de olivino del 19%) y tefritas (con un contenido medio de olivino del 2,8%)

y, atendiendo a la naturaleza de sus fenocristales, de basanitas piroxénico-olivínicas y tefritas piroxénico-anfibólicas.

Desde el punto de vista textural ambos tipos de rocas son muy similares. Son porfídicas seriadas con matrices mixtas microcristalinas y criptocristalinas, y vesicularidad menor en basanitas (media 5,5%) que en tefritas (10,3%). Sin vesículas las basanitas son más porfídicas (28,3%, fenocristales más microfenocristales) que las tefritas (23,8%).

La composición modal media de las basanitas es $\text{Matriz}_{72}\text{Cpx}_{18}\text{Ol}_6\text{Anf}_{0,5}\text{Ox}_2\text{Pl}_{27}$, con algún apatito y la de las tefritas $\text{Matriz}_{76}\text{Cpx}_{16}\text{Ol}_1\text{Anf}_3\text{Ox}_2\text{Pl}_2\text{Ap}_{0,2}$, y sin matriz: basanitas $\text{Cpx}_{64}\text{Ol}_{20}\text{Anf}_2\text{Ox}_7\text{Pl}_{10}$, y tefritas $\text{Cpx}_{66}\text{Ol}_{13}\text{Anf}_{13}\text{Ox}_{10}\text{Pl}_{17}\text{Ap}_1$ (Fig. 2).

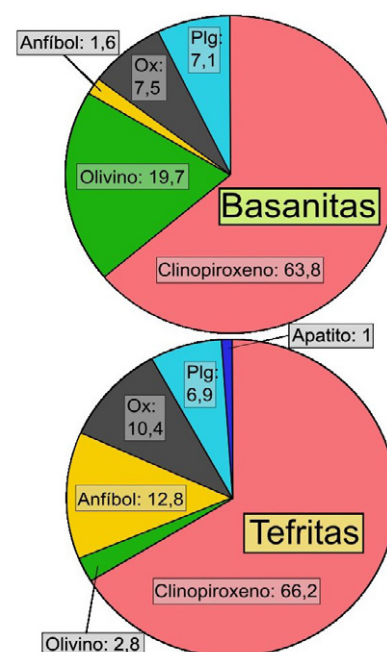


Fig. 2.- Mineralogía de las basanitas y tefritas de El Charco. Ox: óxidos de Fe-Ti, Plg: plagioclasa. Ver figura a color en la web.

Fig. 2.- Mineralogy of El Charco's basanites and tephrites. Ox: Fe-Ti oxides, Plg: plagioclase. See color figure in the web.

El clinopiroxeno es siempre la fase más abundante en ambos tipos petrológicos, sin que se aprecien diferencias sustanciales en abundancia o texturas. Aparecen como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz. Generalmente son idiomorfos, poco o nada corroídos y presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti, anfíbol y ocasionalmente olivino, sanidina y anortoclasa.

Destaca la abundancia y variedad de sus zonados: en parches, en reloj de arena, concéntricos (Fig. 3). En este último caso, que es el más abundante, se obser-

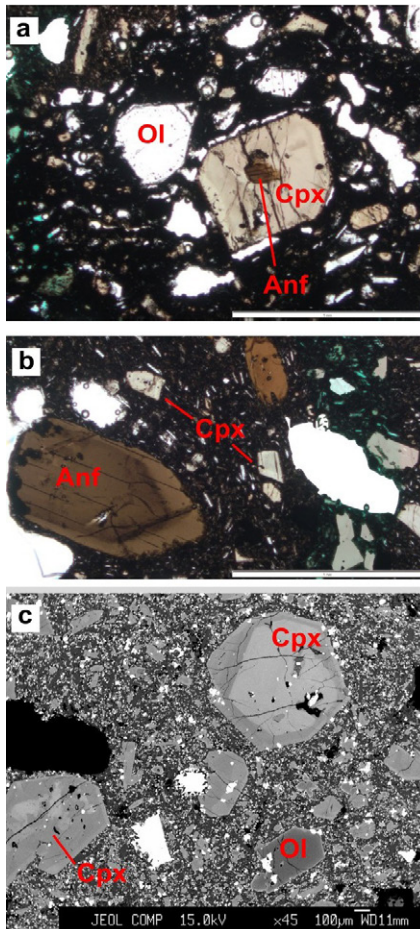


Fig. 3.- Textura de las basanitas y tefritas de El Charco. A) Detalle de una basanita. B) Detalle de una tefrita. C) Imagen de microsonda electrónica de una basanita. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Anf: anfíbol. Ver figura a color en la web.

Fig. 3.- Texture of El Charco's basanites and tephrites. A) Basanite in detail. B) Tephrite in detail. C) Electron microprobe image of a basanite. Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Anf: Amphibole. See color figure in the web.

van núcleos verdosos y bordes malvas o pardos, y ocasionalmente núcleos púrpuras y bordes verdosos.

El olivino es el segundo mineral más abundante en las basanitas, mientras que en las tefritas es siempre una fase accesoria. Se presenta habitualmente como fenocristales, microfenocristales y ocasionalmente

como microlitos con forma redondeada en la matriz de ambos tipos litológicos. Los fenocristales suelen ser alotriomorfos, con frecuencia con bordes aserrados, texturas esqueléticas y golfos de corrosión. Los olivinos con texturas de disequilibrio son más abundantes en las tefritas. También hay fenocristales idiomorfos de olivino, fundamentalmente en las basanitas.

El anfíbol es la segunda fase mineral más abundante en las tefritas, en las que aparece con hábito idiomorfo-subidiomorfo. En las basanitas es accesorio. Pueden aparecer zonados y con frecuencia presentar aureolas con clinopiroxeno, plagioclasas, óxidos de Fe-Ti y rhönita, con distintos grados de desarrollo y que ocasionalmente reemplazan al cristal por completo.

Los óxidos de Fe-Ti son uno de los principales componentes de la matriz. Tienen formas redondeadas y poca variabilidad en el tamaño. También aparecen como fenocristales, más abundantes en las tefritas, y nunca superando los 2 mm de tamaño.

La plagioclasea se encuentra casi exclusivamente en la matriz de ambos tipos litológicos, a excepción de pequeños microfenocristales que sobrepasan el umbral de los 0,1 mm, y de algún fenocristal de mayor tamaño (macrocrístales de hasta 3 mm). Suelen tener formas tabulares o aciculares, y estar poco o nada corroídas, a excepción de los macrocrístales, que son subidiomorfos y ocasionalmente presentan bordes de reacción.

El apatito es accesorio, ligeramente más abundante en las tefritas. Son muy idiomorfos, con formas prismáticas o hexagonales. Ocasionalmente aparecen incluidos en anfíboles (con tamaños de hasta 2 mm) o en macrocrístales de plagioclasea.

Química mineral

Los clinopiroxenos son diópsidos, con una composición de $Wo_{45-51} En_{30-44} Fs_{9-22}$ en las basanitas y en las tefritas Wo_{46-52}

$En_{29-42} Fs_{10-23}$ (Fig. 4).

La mayoría de los clinopiroxenos presentan zonados normales, composicionalmente idénticos entre las basanitas y las tefritas: núcleos con Mg# de 72-83 y bordes con Mg# de 68-79. Por otro lado, una porción importante de los clinopiroxenos presenta zonados inversos, con núcleos con Mg# de 57-74 y bordes con Mg# de 72-78. Los cristales con zonados inversos también son similares composicionalmente entre ambos términos litológicos, pero son mucho más abundantes en las basanitas, donde pueden llegar a representar el 40% de los clinopiroxenos en algunas muestras.

El olivino tiene composiciones similares tanto en las tefritas como en las basanitas: de Fo_{73} a Fo_{85} . Los olivinos también presentan ligeros zonados normales (núcleos Fo_{74} y bordes Fo_{72}) e inversos (núcleos Fo_{83} y bordes Fo_{85}), aunque nunca tan frecuentes como en los clinopiroxenos.

Los anfíboles son kaersutitas, y los óxidos de Fe-Ti siempre forman parte de la serie magnetita-ulvoespinela.

Los microlitos de plagioclasas (Fig. 4) son labradoritas con composiciones muy similares en las basanitas y en las tefritas: $An_{50-65} Ab_{34-47} Or_{1-4}$, con términos más cálcicos en las basanitas. Los macrocrístales son también labradoritas en las basanitas, pero andesinas en las tefritas. Se han encontrado inclusiones de feldespato alcalino en clinopiroxenos, con composición de anortoclasas ($An_{2-4} Ab_{68} Or_{27-28}$) y de sanidinas ($An_{2-6} Ab_{48-54} Or_{38-48}$).

Discusión

Durante la erupción de El Charco de 1712 se emitieron dos tipos petrológicos diferentes: basanitas piroxénico-olivínicas y tefritas piroxénico-anfíbólicas.

En todos los afloramientos en los que se han podido observar varias unidades de

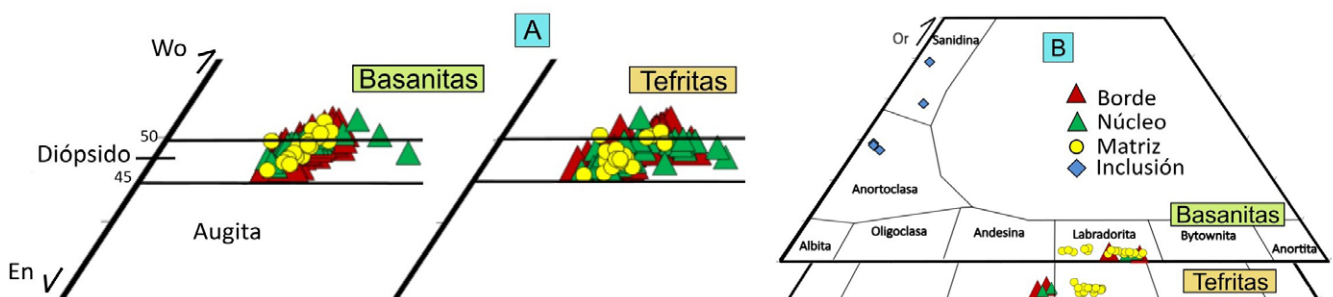


Fig. 4.- Clasificación química de los clinopiroxenos de El Charco (A). Clasificación química de los feldespatos de El Charco (B). Ver figura a color en la web.

Fig. 4.- Chemical classification of clinopyroxenes from El Charco (A). Chemical classification of feldspars from El Charco (B). See color figure in the web.

flujo, las basanitas se superponen a las tefritas. Este hecho parece sugerir que las tefritas se emitieron antes que las basanitas.

Esta sucesión composicional también ha sido observada en otras erupciones históricas de Cumbre Vieja, como en el Tajogaite (Day et al., 2022; Ubide et al., 2023) o en el Teneguía (Ibarrola, 1974).

En la erupción de El Charco hay evidencias de que la cristalización fraccionada ha debido ser el principal responsable de la formación de las tefritas. La presencia de zonados normales en clinopiroxenos y olivinos concuerda con la evolución magmática típica de los magmas de Cumbre Vieja.

El olivino es el mineral con un cambio más acusado en su abundancia entre ambos tipos petrológicos, por lo que su fraccionamiento parece ser la principal causa de evolución de los magmas basaníticos a magmas tefríticos. El fraccionamiento de olivino justifica también la disminución de Mg preservada en los zonados normales de los clinopiroxenos. Este último mineral, por el contrario, se descarta del proceso de cristalización fraccionada por no haber diferencias sustanciales en su composición o abundancia entre tefritas y basanitas.

Varias evidencias prueban la existencia adicional de importantes procesos de mezclas: zonados inversos en clinopiroxenos y olivinos, disequilibrios texturales de olivinos y anfíboles, presencia de macrocristales de plagioclasa o inclusiones de feldespato alcalino en clinopiroxenos.

Estas mezclas debieron producirse al entrar el magma basanítico en el reservorio en el cual la tefrita llevaba tiempo cristalizando.

Un sistema magmático similar, con la presencia de reservorios donde se desarrollan magmas tefríticos por cristalización fraccionada a partir de magmas más primitivos ha sido propuesto también en el Tajogaite (p.e.: Day et al., 2022), en el Teneguía (Barker et al., 2015) o en el Tahuya (Johansen et al., 2005).

La intrusión de magmas básicos en reservorios o cámaras con magmas más evolucionados ha sido propuesta con frecuencia como mecanismo disparador de las erupciones y así se ha sugerido tanto en otras erupciones de Cumbre Vieja (Ubide et al., 2023), como en otros volcanes como en el Stromboli (La Felice y Landi, 2011) o en el Etna (Viccaro et al., 2006).

Por este motivo, se propone que el mecanismo generador de los magmas de El Charco, y el desencadenante de la erupción funcionasen de manera similar

al de las erupciones de Tajogaite, Teneguía y posiblemente también lo fueran en las del Tahuya y del San Juan.

Es importante estudiar con más detenimiento el resto de las erupciones históricas de Cumbre Vieja y comprobar si se puede establecer un modelo común a todas ellas, utilizable en erupciones futuras.

Conclusiones

En la erupción de El Charco de 1712, al igual que en la mayoría de las erupciones históricas de Cumbre Vieja, se emitieron tefritas piroxénico-anfibólicas y basanitas piroxénico-olivínicas. El estudio en campo apunta a que, al igual que en las erupciones más recientes, las tefritas se emitieron con anterioridad a las basanitas.

Los procesos magmáticos involucrados en la génesis de estos magmas son la cristalización fraccionada, que produce la evolución del magma basanítico a un magma tefrítico, y la posterior mezcla de magmas. Esta última tiene una gran importancia para los análisis de riesgo volcánico ya que puede actuar como un mecanismo disparador generalizable a las erupciones de Cumbre Vieja.

Contribución de los autores

N. Chicharro, A. Márquez y E. Ancochea estudiaron los afloramientos y recogieron más muestras. N. Chicharro y M.J. Huertas estudiaron, seleccionaron y analizaron las muestras. Todos los autores participaron activamente en la discusión e interpretación de los datos y en la preparación del manuscrito.

Agradecimientos

A Raquel Herrera y Juan Jesús Coello-Bravo por su colaboración en el estudio de campo. A Cristóbal Cantero, del Departamento de Microscopía Electrónica de la Universidad de Huelva, por su ayuda en las determinaciones de los análisis. También a los dos revisores anónimos que han ayudado a mejorar mucho el trabajo gracias a sus observaciones, y por último al editor de la revista. Este estudio ha sido financiado por el proyecto PID 2022-141259NB-I00.

Referencias

Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello,

J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 635-680.

Barker, A. K., Troll, V. R., Carracedo, J. C., y Nicholls, P. A. (2015). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-21.

<https://doi.org/f3pt6b>

Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Cueto Pascual, L. A. (2004). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja 1085-III/IV (El Pueblo, Isla de La Palma)*. IGME, Madrid.

Day, J. M., Troll, V. R., Aulinas, M., Deegan, F. M., Geiger, H., Carracedo, J. C., ... y Perez Torrado, F. J. (2022). *Earth and Planetary Science Letters*, 597, 117793.

<https://doi.org/gq93c3>

Fernández, J., Escayo, J., Camacho, A. G., Palano, M., Prieto, J. F., Hu, Z., Samsonov, S.V., Tiempo, K.F., y Ancochea, E. (2022). *Scientific reports*, 12(1), 20257.

<https://doi.org/g7kdqz>

Hernández-Pacheco, A., y Valls, M. C. (1980). *Arquipélago. Série Ciências da Natureza*, 3, 83-94.

Ibarrola, E. (1974). *Estudios Geológicos*, 27, 49-58.

Johansen, T. S., Hauff, F., Hoernle, K., Klugel, A., y Kokfelt, T. F. (2005). *Geology*, 33(11), 897-900.

<https://doi.org/d85ww7>

Klügel, A., Schminke, H.-U., White, J.D.L. y Hoernle, K.A. (1999). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 267-282.

<https://doi.org/b2js2v>

La Felice, S., y Landi, P. (2011). *Bulletin of Volcanology*, 73, 1147-1154.

<https://doi.org/c2z75q>

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Romero Ruiz, C. (1990). *Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario*. Tesis doctoral, Univ. de La Laguna. 695 p.

Ubide, T., Márquez, Á., Ancochea, E., Huertas, M. J., Herrera, R., Coello-Bravo, J. J. y Galindo, I. (2023). *Science Advances*, 9(27), eadg4813.

<https://doi.org/gsfphz>

Viccaro, M., Ferlito, C., Cortesogno, L., Cristofolini, R., y Gaggero, L. (2006). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1-2), 139-159.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.004>

Dinámica microclimática estacional y su impacto en las pinturas rupestres de la Cueva del Niño (Aýna, SE España)

Seasonal microclimatic dynamics and their impact on the rock art of Cueva del Niño (Aýna, SE Spain)

*David Sanz^{1,2}, Luis Trigueros-Ramos³, Diego Gil⁴, Iordanka Dountcheva¹, Alejandro García-Moreno⁵, Alberto Córcoles⁶ y Mario Sánchez-Gómez^{2,4}

¹ Dpto. Ing. Geológica y Minera, Univ. Castilla la Mancha, 16071 Cuenca.
david.sanz@uclm.es

² Instituto de Estudios Albacetenses "D. Juan Manuel" (IEA)

³ Dpto. Geología, Grupo Imerys, 02005 Albacete.
lustrigueros@imerys.com

⁴ Dpto. Geología, CEAETEMA, Universidad de Jaén, 23071 Jaén.
msgomez@ujaen.es, dgil@ujaen.es

⁵ Museo de Prehistoria y Arqueología de Cantabria, c/ Ruiz de Alda, 19, 39009 Santander.
garcia_alejan@cantabria.es

⁶ Club Deportivo Sierras del Mundo, Paseo de los Plátanos s/n, 02450 Riópar, Albacete.
corcoles@ujaen.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Cueva del Niño (Aýna) contains Palaeolithic cave art in a geological setting of calcarenitic materials. Its microclimate features three thermal zones: the heterothermal zone, influenced by external climate conditions; the thermal inertia zone, with a stable temperature in winter; and a transition zone, regulated by ventilation. In winter, the cave acts as a heat trap, retaining warmth and humidity, while in summer, convective circulation homogenizes the temperature and reduces relative humidity. These processes promote the formation of carbonate concretions through evapocondensation, which may impact the preservation of rock art. The interaction of these factors highlights the need for comprehensive management to maintain environmental balance.

Key-words: cave monitoring, cave ventilation, cave paintings.

RESUMEN

La Cueva del Niño (Aýna) alberga arte rupestre paleolítico en un entorno de materiales calcareníticos. Su microclima presenta tres zonas térmicas: la heterotérmica, influida por el clima exterior; la de inercia térmica, con temperatura estable en invierno; y una de transición, regulada por la ventilación. En invierno, la cueva actúa como trampa de calor, retiene calor y humedad, mientras que en verano la circulación convectiva homogeniza la temperatura y reduce la humedad relativa. Estos procesos favorecen la formación de concreciones carbonatadas por evapocondensación, que pueden afectar a la conservación del arte rupestre. La interacción de estos factores resalta la necesidad de una gestión integral para preservar su equilibrio ambiental.

Palabras clave: Ventilación, monitorización, cueva, arte rupestre.

Geogaceta, 78 (2025), 63-66
<https://doi.org/10.55407/geogaceta113416>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31/01/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La Cueva del Niño se localiza en el suroeste de la península ibérica y pertenece al municipio de Aýna (Albacete, X_{ETRS89}: 573491, Y_{ETRS89}: 4266074). Destaca como uno de los yacimientos arqueológicos más relevantes del interior peninsular, al albergar arte rupestre paleolítico en una región poco habitual para este tipo de manifestaciones. Conocida desde antiguo por los habitantes locales, fue dada a conocer oficialmente en 1970 por Martín Almagro. Desde entonces, diversas investigaciones han documentado la ocupación humana desde el Paleolítico medio hasta el Neolítico y han analizado las pinturas rupestres, que se encuentran distribuidas en dos paneles principales. Estas

pinturas incluyen figuras de animales y trazos simples realizados con pigmentos naturales, constituyendo un testimonio valioso del arte rupestre paleolítico en la región (García-Moreno, 2022).

La cueva se desarrolla en materiales calcareníticos del Mioceno. Este entorno geológico, caracterizado por procesos de erosión y alteración química, ha dado lugar a la formación de espeleotemas principalmente de calcita y aragonito, cuya interacción con el microclima de la cueva podría estar afectando a las pinturas rupestres, como ocurre en otros lugares emblemáticos de la península ibérica (Gázquez *et al.*, 2022). La presencia de un tipo de espeleotemas blanquecinos más abundantes en la sala exterior y la menor cantidad de espeleotemas en com-

paración con la sala interior sugieren un equilibrio metaestable condicionado por la dinámica microclimática de la cavidad y su interacción con el ambiente exterior (Sánchez-Gómez y Sanz, 2022). Este estudio tiene como objetivo principal diagnosticar las condiciones microclimáticas estacionales de la cueva y su impacto en la conservación de las pinturas rupestres y las formaciones minerales asociadas.

Área de estudio y descripción de la cueva

El entorno geológico de la Cueva del Niño se encuentra en el dominio geológico del Prebético Externo, en el denominado Arco de Cazorla-Alcaraz. Las rocas que afloran en la zona son principalmente de

edad Jurásica y Miocena, con pequeños afloramientos de edad Cretácico inferior (Fig. 1). Una descripción detallada de la geología del entorno se puede revisar en Sánchez-Gómez y Sanz (2022). La zona presenta un paisaje de altiplanos y amplios valles de fondo plano reminiscencia del nivel de colmatación de la cuenca del final del Mioceno, que son intersectados por valles muy encajados, o incluso cañones (como el del Río Mundo), dependiendo de la litología predominante. De manera concreta, la Cueva del Niño se sitúa en una secuencia estratigráfica de edad Miocena. De muro a techo está compuesta por un grueso paquete de conglomerados, parcialmente matrizsoportados con intercalaciones de areniscas poco cementadas. Sobre los conglomerados se sitúa un paquete de calcarenitas con estratificaciones cruzadas de gran tamaño.

Estas calcarenitas aparecen fuertemente cementadas con un aspecto masivo hacia techo como efecto de la erosión. La Cueva del Niño constituye una gran sala, que si se observa en detalle está conformada por dos cámaras subterráneas separadas por grandes bloques (Fig. 1). Cada cámara tiene forma de cúpula, cuya base está justo en el techo del nivel de conglomerados, es decir, que la parte interna de la cueva se desarrolla íntegramente en las calcarenitas. La cúpula más externa intersecta tangencialmente un abrigo rocoso que se forma sobre los conglomerados, dando lugar a una pequeña entrada en una de las paredes de un cañón. La cueva por tanto es ascendente desde el techo de los conglomerados. La entrada a la cueva correspondería a uno de estos abrigos, que se produce por la erosionabilidad preferente que tiene el nivel de conglomerados y areniscas, sobre todo en los lugares que está menos cementada. Por el contrario, la génesis de la cueva es difícil de determinar con este marco espeleogénico. No hay huellas de circulación de agua descendente que hubiera disuelto o erosionado la cavidad. Por esa razón Sánchez-Gómez y Sanz (2022), propusieron un origen hipogénico de la cavidad en función de su morfología interna.

Aunque las cúpulas presentan espeleotemas, tanto estalagmitas como estalactitas, estos aparecen sobrepuestos a un techo de formas redondeadas y alisadas de la roca.

En el suelo se observan bloques caídos con las mismas características. Además, el tapizado por espeleotemas no es muy marcado y se pueden reconocer bien las

características originales de la roca. Puesto que la cueva no tiene un origen epigenético, la cantidad de agua que percola es limitada. Mientras que la cueva estuvo cerrada la cantidad de agua infiltrada no era un factor limitante para la humedad relativa del interior que sería del 100%, como en la mayor parte de las zonas profundas de las cuevas. En el momento que se abre la entrada, la zona próxima a ella y en general la cúpula exterior, pierde humedad relativa lo que favorece menos goteo y la disminución del número de espeleotemas, que sin embargo siguen evolucionando en la cámara interior.

En cuanto a la procedencia de humedad actual al interior de la cueva está puede provenir por los conglomerados del suelo de la cueva (el agua sube por capilaridad) o por condensación de la humedad. Esta solución acuosa sobre las calcarenitas a partir de procesos cíclicos condensación-evaporación puede hacer precipitar diferentes sales (principalmente calcita y aragonito) en microfisuras de la calcarenita formando los nódulos/concreciones blanquecinas que aparecen en los paneles de las pinturas, y en determinadas zonas de la primera sala de la cueva (Fig. 1). La formación de nódulos podría haberse generado por circulación de aire con procesos de condensación. Dependerá por tanto de la evolución del

clima exterior e interior que condiciona la evapocondensación y del tamaño de la conexión entre el abrigo y las cámaras interiores.

Metodología

La composición química de las concreciones y espeleotemas presentes en la Cueva del Niño, incluyendo aquellos que afectan directamente a las pinturas rupestres se determinaron por Fluorescencia de Rayos X (FRX), mientras que su caracterización mineralógica se realizó mediante Difracción de Rayos X (DRX). Ambos análisis se realizaron en el Instituto Regional de Investigación Científica y Aplicada (IRICA) de la Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM). Asimismo, se monitorizaron las condiciones ambientales dentro y fuera de la cueva. Para ello, se instalaron seis sensores Elitech^(R) en el interior y uno en el exterior que registraban la temperatura (T°) y la humedad relativa (H_R) (Fig. 1).

Resultados

Análisis geoquímico

En total se analizaron ocho muestras, siete se corresponden con concreciones y espeleotemas, y uno respecto de la roca caja de la cavidad. La descripción es la si-

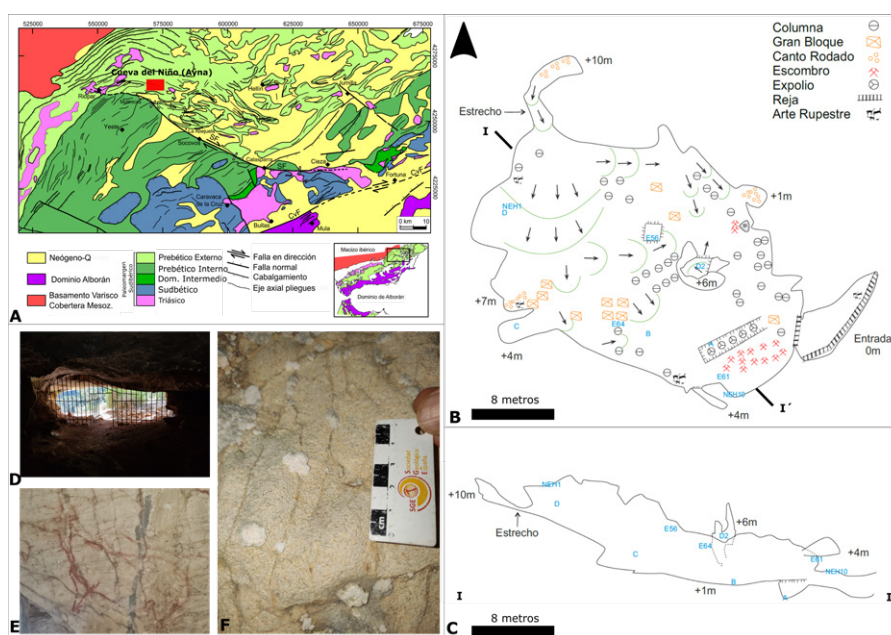


Fig. 1.- A) Ubicación geológica del área de estudio. B) Cartografía espeleológica de la Cueva del Niño con la ubicación (azul) de los sensores. C) Perfil topográfico I-I' de la cavidad. D) Vista de la entrada de la cavidad. E-F) Fotografías de las concreciones carbonatadas que afectan a las pinturas rupestres. Ver figura a color en la web.

Fig. 1.- A) Geological location of the study area. B) Speleological cartography of the Cueva del Niño with the location (blue) of the sensors. C) Topographic profile I-I' of the cavity. D) View of the entrance of the cavity. E-F) Photograph of the carbonate concretions that affect the cave paintings. See color figure in the web.

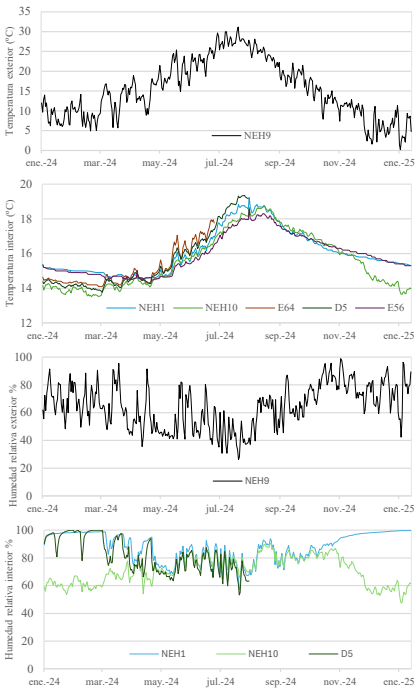


Fig. 2.- Gráficos de temperatura y humedad relativa interior y exterior. La ubicación de los sensores (NEH10, NEH9, NEH1, E64, E56 y D5) se puede observar en la figura 1. Ver figura a color en la web.
Fig. 2.- Indoor and outdoor temperature and relative humidity graphs. The location of the sensors (NEH10, NEH9, NEH1, E64, E56 y D5) can be seen in Figure 1. See color figure in the web.

guiente: M1) muestra de concreción tipo globular cerca de las pinturas rupestres; M2) muestra de concreción globular en la entrada a la cueva; M3) muestra de concreción globular en el fondo de la cueva; M4) muestra de concreción globular en entorno del conducto superior (chimenea-sensor E56); M5) muestra de roca caja en el entorno del conducto superior (chimenea-E56); M6) muestra de concreción globular sobre espeleotema tipo colada cerca de las pinturas; M7) muestra de concreción globular de aspecto de reciente formación (entrada de la cueva); M8) estalactita de reciente formación (zona intermedia). Los resultados de composición química se observan en la tabla 1. Todas las muestras están dominadas por carbonatos predominando las fases cristalinas de calcita y aragonito. Como fases accesorias se pueden encontrar el cuarzo (M1, M4, M5 y M7).

Tabla 1. Composición química (% en óxidos). (Espectroscopía de Fluorescencia de Rayos - X).											
Code	Area	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	NiO	CO ₂
M8	Zona1		0.128	0.019	0.120	0.012	0.080	58.194	0.011	0.006	41.420
M7	zona 1	0.152	0.480	0.080	0.749	0.158	0.341	54.926	0.046	0.012	42.990
M6	zona 2	0.031	0.463	0.052	0.496	0.122	0.080	55.239	0.033	0.008	43.458
M5	zona 3	0.046	1.000	0.313	2.125	0.055	0.339	53.666	0.144	0.008	42.214
M4	zona 3	0.201	0.533	0.022	1.127	0.084	0.098	54.644	0.009	0.011	43.150
M3	zona 3	0.161	0.217	0.036	0.248	0.200	0.427	55.051	0.010	0.084	43.532
M2	zona 1	0.146	0.213	0.047	0.325	0.087	0.149	55.254	0.023	0.007	43.689
M1	zona 2	0.054	0.701	0.163	4.254	0.125	0.040	53.339	0.058	0.008	41.224

No es descartable la presencia de carbonatos magnésicos como dolomita, huntita e incluso hidromagnesita en todas las muestras excepto en M5 y M8. La proporción de magnesio, aunque baja, es suficiente para que se produzcan este tipo de fases, especialmente si hay un entorno que favorezca la cristalización de carbonatos de magnesio (p.e. evapocondensación).

Temperatura y humedad relativa

El análisis de los parámetros microclimáticos de la Cueva del Niño, en relación con las condiciones externas, revela patrones térmicos e higrométricos diferenciados según la estación del año. La temperatura interna (T^a) oscila entre 13°C en invierno y 20°C en verano, mientras que las temperaturas externas presentan una mayor amplitud, variando de 0°C a 31°C (Fig. 2). Durante el invierno, la T^a en el interior es notablemente estable, con oscilaciones mínimas de décimas de grado frente a los cambios abruptos de hasta 10 °C en el exterior. No obstante, en verano, el incremento acelerado de las temperaturas externas también genera un aumento de la T^a interna, reflejando la influencia directa del entorno.

En cuanto a la humedad relativa (H_r), los valores internos registrados fluctuaron entre 50% y 100%, con variaciones mensuales significativas (Fig. 2). Aunque la H_r interna sigue la tendencia general de los valores externos, en ciertas posiciones se observó una mayor estabilidad durante el invierno. Además, la H_r interna promedio tiende a superar los valores medios externos, reflejando la capacidad de la cueva para retener humedad.

El equilibrio higrotérmico puede verse alterado debido a que ambos entornos están influidos por eventos ocasionales, como precipitaciones o presencia de visitantes. Debido a la homogeneidad de temperaturas de los sensores interiores, los valores medios se convierten en un estadístico muy representativo de la cavidad. Es por ello por lo que a partir de

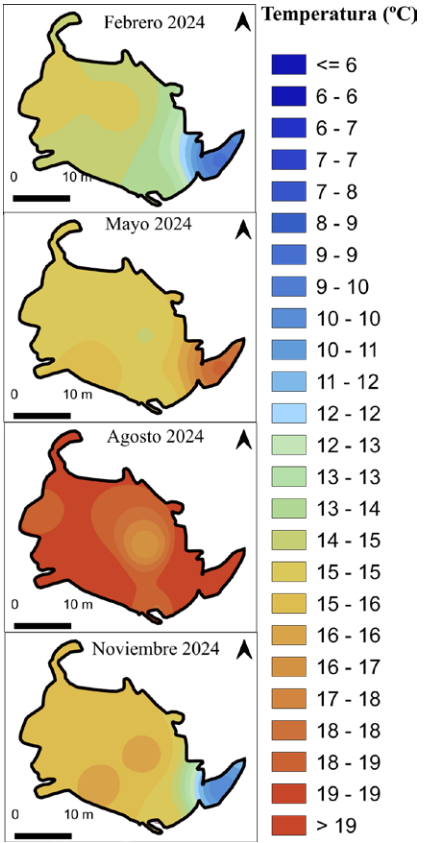


Fig. 3.- Distribución espacial mensual de los valores de temperatura en el interior de la cavidad. Los mapas ráster se han obtenidos de la interpolación de los datos de los sensores mediante la inversa de la distancia. Ver figura a color en la web.
Fig. 3.- Monthly spatial distribution of temperature values inside the cavity. Raster maps have been obtained by interpolation of sensor data using the inverse of the distance. See color figure in the web.

estos valores medios mensuales se confeccionaron mapas con la distribución espacial de la temperatura en el interior de la cavidad (Fig. 3). Se observa un aumento de la temperatura en la cavidad desde febrero a agosto. No obstante, ésta se produce de manera más rápida en la parte más externa y con menos inercia hacia el interior (pudiendo funcionar como una trampa de aire caliente). De esta manera se pueden observar tres sectores bien diferenciados. El primero se correspondería con la entrada y entorno del sensor NEH10 (heterométrica con importante relación con el exterior), uno en la parte más interna de la cueva (NEH1), y uno intermedio que estaría condicionado por ser una zona de intercambio entre ambos sectores.

Discusión y conclusiones

El microclima de la Cueva del Niño es un sistema dinámico y complejo que

resulta de la interacción de factores geológicos, climáticos y antrópicos. Este entorno influye de manera significativa en la preservación de elementos arqueológicos y en la formación de espeleotemas y concreciones, los cuales pueden, a su vez, afectar a las pinturas rupestres presentes en la cavidad.

Los resultados del estudio confirman la existencia de tres zonas térmicas diferenciadas dentro de la cueva: la zona heterotérmica, situada cerca de la entrada y fuertemente influida por el clima exterior; una zona ubicada en la parte más profundas, caracterizada por una temperatura estable en invierno debido a la inercia térmica de la roca; y una zona de transición, donde la dinámica del aire y los flujos de ventilación desempeñan un papel clave.

El comportamiento térmico y de humedad relativa (H_r) también resalta la función de la cueva como una trampa de calor durante el invierno, donde el aire caliente queda estratificado en las zonas superiores, limitando los intercambios de aire con el exterior. Esto favorece la saturación de humedad en el interior, particularmente en las zonas más profundas. En verano, cuando la temperatura exterior supera la media interna, se observa una circulación convectiva que homogeneiza la temperatura y reduce la humedad relativa debido a la entrada de aire más cálido y seco del exterior.

Este régimen estacional tiene implicaciones directas en la formación de concreciones, como costras y pompónes. Las condiciones higrotérmicas de la cueva, con temperaturas entre 10°C y 25°C y valores de H_r superiores al 80 %,

son ideales para el crecimiento de estas formaciones. Sin embargo, temperaturas más altas o niveles extremos de humedad sin ventilación adecuada pueden alterar la dinámica de precipitación de carbonatos, ralentizando el crecimiento. Además, las tasas de crecimiento de espeleotemas y concreciones en condiciones óptimas, como las descritas por Hill y Forti (1997), podrían alcanzar hasta 1 cm/año, lo que resalta el potencial de estas formaciones para cubrir superficies arqueológicas en un periodo relativamente corto.

La conservación de las pinturas rupestres se ve particularmente afectada por estos procesos. La formación de espeleotemas en condiciones de alta humedad y ventilación limitada puede generar costras y concreciones que, al cubrir las superficies, alteran la visibilidad y las propiedades químicas del soporte de las pinturas. En este contexto, es fundamental mantener un equilibrio en la ventilación de la cueva para garantizar que las condiciones microclimáticas sean lo suficientemente estables como para preservar tanto las pinturas como las formaciones geológicas.

En conclusión, el estudio del microclima de la Cueva del Niño ha permitido identificar patrones significativos en la dinámica térmica y de humedad que condicionan tanto el crecimiento de espeleotemas y concreciones como la conservación de elementos culturales. La interacción entre factores naturales y antrópicos pone de manifiesto la necesidad de una gestión integral que garantice la preservación de las condiciones ambientales óptimas. Este conocimiento será fundamental para orientar futuras inves-

tigaciones y diseñar medidas de conservación que protejan este valioso legado geológico y arqueológico.

Contribución de los autores

DS y MSG investigación, estructura del trabajo, adquisición de datos y borrador del manuscrito; LTR e ID adquisición de datos y figuras; AC cartografía; DG y AGM, investigación y revisión manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Estudios Albacetenses (Diputación de Albacete), proyecto 1199543H. Se agradece la colaboración del Club deportivo Sierras del Mundo que participó en la cartografía espeleológica de la cueva.

Referencias

- Hill, C. A. y Forti, P., 1997. *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, 463 p.
- García-Moreno, A. (Ed.), 2022. *La Cueva del Niño (Ayna, Albacete). Estudios en el 50 Aniversario de su descubrimiento*. Instituto de Estudios Albacetenses «Don Juan Manuel», 344 p.
- Gázquez, F., Quindós, L., Rábago, D., Fuente, I., Celaya, S., & Sainz, C. (2022). *Journal of Hydrology*, 606, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127416>
- Sánchez-Gómez, M. y Sanz, D., 2022. En: *La Cueva del Niño (Ayna, Albacete)*. Instituto de Estudios Albacetenses.

A first approach to the characterization of water and sediments during the restoration of coal waste dumps in El Bierzo (NW Iberia)

Una primera aproximación a la caracterización del agua y sedimentos durante la restauración de escombreras de carbón: un caso en El Bierzo (NO de Iberia)

Sara Alcalde-Aparicio¹, Inés Pereira², Juncal A. Cruz², Indira Rodríguez^{2*}, Marta Barrio¹, Florin Faur³ and Montserrat Ferrer-Julà²

¹ Department of Agricultural Sciences and Engineering, School of Agriculture Engineering, University of León, Spain.
salca@unileon.es

² Department of Geography and Geology, Faculty of Biology and Environmental Sciences, University of León, Spain.
iperr@unileon.es, mferj@unileon.es, jcrum@unileon.es, iroda@unileon.es

³ Department of Environmental Engineering and Geology, University of Petrosani, Romania: florinfaur@upet.ro
*Corresponding author

ABSTRACT

Coal mining has been related to the problems of acid mine drainage (AMD) or acid rock drainage (ARD), causing high acidity and contamination by metals. Coal mining in El Bierzo coal basin, NW Iberian Peninsula, has resulted in several abandoned tailings from past mining that still affect water chemistry and sediment composition. Recent restoration actions, including the expansion of roads, have introduced fresh waste materials and accelerated the oxidative weathering and sediment transport into La Silva river. Water analyses continue to show low pH (~4.5) and high sulfate concentrations supporting sulfide oxidation. The VNIR-SWIR diffuse reflectance spectroscopy initially identified iron oxides such as goethite in the sediments, and later illite, a product of erosion and deposition of waste materials. This indicates that the runoff generated after the rainfall episodes has transported sediments of different mineral composition by mobilizing material from the waste dumps. The study highlights the importance of continuous monitoring to assess the evolving geochemical conditions and potential secondary alterations in the river system. Reflectance spectroscopy has proved to be a useful technique for rapid mineral identification, distinguishing oxidation effects from erosion impacts, making it a valuable tool for environmental assessments.

Key-words: Diffuse reflectance spectroscopy, environmental impacts, mineralogy, restoration works, tailing.

RESUMEN

La actividad minera está relacionada con problemas ambientales como drenaje ácido de mina (AMD) y drenaje ácido de roca (ARD), generando alta acidez y contaminación metálica. En la cuenca minera de El Bierzo (León), los residuos mineros abandonados siguen afectando a la química del agua y la composición de los sedimentos. Recientes trabajos de restauración, como la ampliación de caminos, han introducido nuevos materiales, intensificando la meteorización oxidativa y el transporte de sedimentos hacia el río La Silva. El análisis del agua muestra una acidez persistente (pH ~4.5) y altas concentraciones de sulfatos, resultado de la oxidación de sulfuros. La espectrorradiometría de reflectancia difusa identificó inicialmente óxidos de hierro como goethita en los sedimentos, y posteriormente illita producto de la erosión y deposición de materiales de los residuos. Esto indica que la escorrentía generada tras las lluvias ha transportado sedimentos de diferente composición mineral al movilizar material de las escombreras. El estudio resalta la importancia de la monitorización continua para evaluar las variaciones en las condiciones geoquímicas. La espectrorradiometría ha demostrado ser una herramienta útil para identificar minerales rápidamente, diferenciando los efectos de la oxidación de los impactos de la erosión.

Palabras clave: Espectrorradiometría de reflectancia difusa, escombrera, impacto ambiental, mineralogía, restauración minera.

Geogaceta, 78 (2025), 67-70

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113534>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 04/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introduction

Coal mining extracting activities led to environmental conditions which facilitate strong acidity and metal contamination. Normally, the easy alteration of sulfur present in the coal deposits, mainly as pyrite (FeS₂), is associated with the reducing conditions that prevailed during the forming deposit. The inevitable oxidation of pyrite and the acid generation in mine tailings and leachate steriles are related with the acidification process. The acid mine drainage (AMD) and, occasionally, the acid rock drainage (ARD) share several common characters (Shum y Lavkulich, 1999): high conductivity as a result of total dissolved solids, especially

sulfates; an oxidative potential; an increase of suspended particulates; a relatively high turbidity; and metals that are soluble at low pH. These leachates exhibit acidic pH values due to a series of consecutive oxidative microbial reactions that unchain the extreme acidification of the water environment (Nordstrom, 1982; Bigham et al., 1990).

All these conditions facilitate the presence of numerous and complex secondary minerals (Nordstrom, 1982; Jönsson et al., 2006). Among them, Fe oxides and hydroxides species are the most frequent, with reddish ochreous coloured phases in these acid environments such as Schwertmannite [Fe₁₆O₁₆(OH)₁₂(SO₄)₂] and Ferrihy-

drite [5Fe₂O₃·9H₂O], Goethite [α-FeO(OH)] or Hematite [α-Fe₂O₃]. More occasionally, K-Jarosite [KFe₃(OH)₆(SO₄)₂] may be found. The other frequent secondary minerals are Al species corresponding to Basaluminite [Al₄(OH)₁₀SO₄], Alunite [KAl₃(SO₄)₂(OH)₆] and even Jurbanite [Al(OH)SO₄].

In this context we find the study area, located in El Bierzo coal mining basin (NW of Iberian Peninsula), around La Silva river. There, coal mines were closed decades ago and are being restored nowadays. During this process, some roads are being widened to allow the transit of heavy machinery. Thus, the road waste material is deposited over a small old tailing and located in a hillslope near the river. These new waste

steriles are a mixture of natural soils, parent rock and old tailing material where mainly shales and sandstones composition of heterometric sizes predominates. The new exposure to oxidative weathering conditions of this mixture and their consequent weathering involves new impacts in the study area by acidic leachates. In addition, the fine-grained size sediments are mobilized and transported by surface runoff, what facilitates reaching the river due to its proximity. The direct consequence of this transfer is also an increase in the load of suspended solids and sedimentation on the riverbed.

Therefore, the main goal of this study is to analyse the effects in the water chemistry and the sediment mineralogy, after starting mine restoration works, due to the new materials deposited over the old tailing, as well as evaluating the applicability of spectroradiometry analysis. For this purpose, several samples were taken in two time periods and the mineralogical characterization with VNIR-SWIR spectroscopy and geochemistry analysis were carried on.

Study area

The study area is located in La Silva river basin (León, NW of Iberian Peninsula), upstream Torre del Bierzo town (Fig.1). The climate of this area is a transition between two types, the Mediterranean and Atlantic. From a geological point of view, the study area is framed in the Asturoccidental Leonesa Zone, in El Bierzo basin, the stratigraphic succession presents a detritic series of Middle Cambrian-Lower Ordovician age, over which there are Ordovician transition layers, known as Lueca Slatens, with frequent pyrite mineralization (Heredia *et al.*, 1994). Discordant over these materials are Carboniferous rocks composed mainly of sandstones and shales with variable amounts of conglomerates and frequent intercalations of coal layers. The slates and phyllites are composed mainly of quartz, sericite and have as accessories muscovite, chlorite, tourmaline, biotite, Fe metal ore, sphene, illite, zircon, rutile and graphite (Heredia *et al.*, 1994).

Samples	July	September/ October
Water	EK-W1	EK-W1
Sediments on the riverbed	EK-W1-R1	EK-W1-RT4
	EK-W1-R2	EK-T004A
Tailings	-	EK-T004B EK-T004C

Table I.- Number of water, sediments and tailing samples taken in the study area.

Tabla I.- Número de muestra de agua, sedimentos y escombrera, tomadas en el área de estudio.

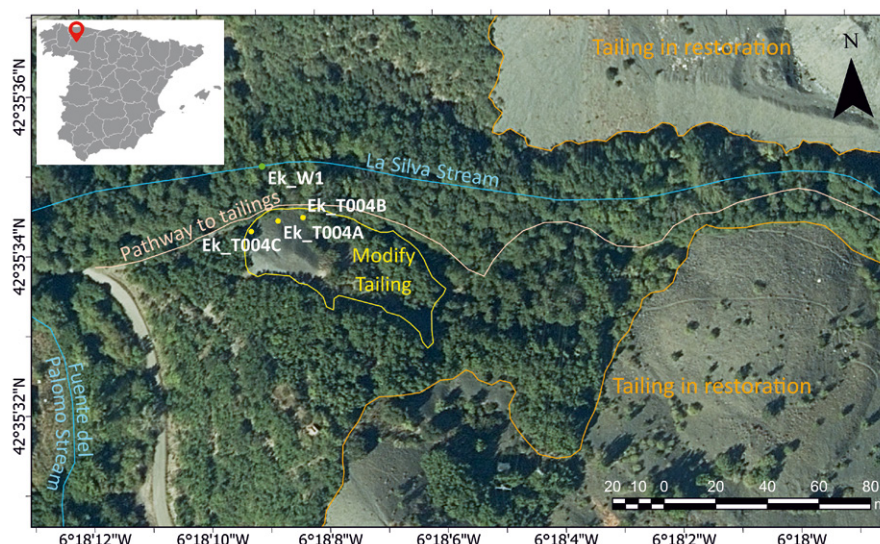


Fig. 1.- Location of the study area. Ver figura a color en la web.

Fig. 1.- Localización del área de estudio. See color figure in the web.

The main soils are Umbric-Humic Leptosols and Dystric and Lithic Leptosols with Dystric Cambisols and Regosols. Their textures correspond to loam towards sandy loam or sandy with a moderate-high content of organic matter. In general, they are acid soils, sometimes very acid ones, with high gravel fraction and good drainage capacity (Alcalde-Aparicio *et al.*, 2022).

Materials and Methods

Sampling

All sampling sites were located downstream the modified tailing (Fig.1). Water samples were collected in duplicate at the sampling point EK-W1 (42°35'35"N, 6°18'12"W) on July 17 and October 10, 2024. There, *in situ* measurements of pH, electrical or redox potential (Eh, mV), electrical conductivity (EC, $\mu\text{S}/\text{cm}$), and temperature ($^{\circ}\text{C}$) were recorded using a Hach Instruments Intellical portable multiparameter probe (Table II). The total dissolved solids concentration (TDS) was obtained by conductivity and temperature conversion in mg/L .

Sediment samples decanted on river cobbles and boulders (EK-W1-R1 and EK-W1-R2; EK-W1RT4) were collected in the riverbed under the water, in the same coordinate than EK-W1 in July and October.

Additionally, three new samples were collected from the waste dump tailing during the September 28 sampling campaign. The samples were collected individually in zipped plastic bags and stored at air temperature. Sample EK-T004B represents the most upstream area of the tailing, where old and thick layer waste steriles predominate. The other two samples, EK-T004A and EK-T004C, were collected slightly down the slope of EK-T004B, closer to the main road

and where the tailing material covering the surface was less extensive (Table I). The three samples were cleaned of plant debris and sieved through a 2 mm sieve in laboratory. The decanted sediments on the surface of the cobbles were scraped off resulting in the samples EK-W1-R1, EK-W1-R2 and EK-W1-RT4. Both types of samples (from tailing and settled sediments) were air-dried at room temperature and prepared for spectral measurements.

Methods

In the Instrumental Techniques Laboratory at the University of León, cations and metallic elements of interest (Al^{3+} and Fe^{3+}) were analyzed in triplicate using an Agilent 5110 SVDV Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrophotometer (ICP-OES). Calibration was performed using standards and Y solution as internal standard. For anion determination (e.g., sulfates), ion chromatography was performed using a Metrohm 881 Compact IC Pro (IC) equipped with a Metrohm Metrosep A Supp 7 column. The mobile phase consisted of 3.6 mM sodium carbonate.

Deposited sediments from the river and tailing samples were analysed spectroscopically using an ASD FieldSpec-4 Standard-Res spectroradiometer (Analytical Spectral Devices, Inc., Boulder, CO, USA) at laboratory in the University of León. Spectral measurements were taken, capturing diffuse reflectance in the VNIR-SWIR range (350–2500 nm) with spectral resolutions of 3 nm (350–1000 nm) and 5 nm (1000–2500 nm). Each measurement yielded a spectrum composed of 2,551 bands. Each sample was subdivided into three subsets, with three measurements taken clockwise per subset. After confirming low standard deviation

among curves, an averaged spectral curve was calculated for each subset. This last curve was compared with referenced spectral curves to identify their mineral content (Hunt, 1977; Crowley *et al.*, 2003).

Results

Water geochemistry

The water chemistry at EK-W1 site presents low pH around 4.5 in July and 4.7 in October, with a high oxidative redox potential for the two sampling periods (Table II). Moreover, high electrical conductivity (EC) values of 611 and 482 $\mu\text{S}/\text{cm}$ were obtained respectively for each sampling date. It means a high reduction from July to early October. This seems to be the result of dilution. It could be explained by some events of precipitation some days before. It is remarkable the 45 mm daily rainfall occurred in September 27. Before the last sampling date, two episodes of around 15 and 16 mm of daily rainfall took place. As a result, the total dissolved solids (TDS) were lower on the second date (Table II), reaching 308 (mg/L). The sulfates concentration was also reduced, 216 in the first period to 142 ppm in the second sampling date (Table II). Besides, the load of particles in suspension was also higher during the first sampling period, as well as the EC and, consequently, a relatively higher turbidity was observed too. Fe total dissolved concentration was 0.98 ppm and less in October sampling with 0.13 ppm. The concentration is reduced by more than half in the case of Al: 11.10 ppm in July and 3.78 in October.

Mineral identification

A reflectance spectrum study was conducted to identify mineralogy in the

Sampling date	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Eh (mV)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Al ³⁺	Fe ³⁺	SO ₄ ²⁻	TDS
July 17	4.47	611.00	370.80	17.34	11.10	0.98	216.00	391.00
October 10	4.66	481.50	334.05	12.27	3.78	0.13	142.00	308.00

Tabla II.- Measured parameters and element concentrations from stream water sampling EK-W1 on two dates. TDS (Total dissolved solids) in mg/L. Elements concentration in parts per million (ppm).

Tabla II.- Parámetros medidos y concentración de elementos del muestreo de las aguas EK-W1 del arroyo en dos fechas. TDS (Sólidos disueltos totales) en mg/L. La concentración de los elementos en partes por millón (ppm).

collected samples based on diagnostic features. The reflectance spectra of the EK-W1-R1 (Fig.2) sediment sample collected in July shows clear absorption features. A strong absorption at 944 nm and a broad feature at 482 nm suggest the presence of goethite. However, the 944 nm feature is slightly shifted to shorter wavelengths, which may indicate the presence of jarosite or other heavy metals also spectrally active in this wavelength region (Hunt, 1977). The spectrum also shows a sharp absorption at 2207 nm, linked to Al-OH bonds indicating the presence of clay minerals. The broad and asymmetric 1400 nm water absorption feature suggests that these clays predominantly belong to the smectite group.

Similarly, the EK-W1-R2 (Fig.2) spectra shows a broad absorption at 958 nm and another at 479 nm, both consistent with goethite. An absorption feature at 2205 nm, along with the broad and asymmetric 1400 nm water absorption suggest a dominant presence of smectite-group clays. Additionally, the presence of alunite is suggested by an absorption feature at 1780 nm in the sample EK-W1-R2 (Fig.2).

In contrast, the reflectance spectrum of the EK-W1-RT4 (Fig.2) sediment sample, collected in October, shows notable differences from the July samples. The Fe-related absorption features at 486 nm and 915 nm are shallow and do not correspond

to any specific secondary Fe oxide, suggesting a mixture of Fe-bearing minerals with much lower Fe content compared to the July samples. Additionally, an absorption at 2201 nm, associated with clays, is present. The sharp and symmetric 1400 nm water absorption feature suggests a dominant presence of illite-group clays.

The tailing samples EK-T004A and EK-T004B (Fig.2) display broad and shallow absorption features at 486 nm and 915 nm in EK-T004A, and at 495 nm and 897 nm in EK-T004B. These features do not match any known secondary Fe oxides, again suggesting a mixture of Fe-bearing minerals. In contrast, the EK-T004C (Fig.2) sample shows no Fe-related absorption features, indicating an absence of Fe oxides in this sample. All the tailing spectra show Al-OH absorption features around 2200 nm, which are associated with illite as explained before.

Discussion

Water chemistry was analysed to compare two sampling periods after starting the restoration works in an abandoned coal waste tailing in July and October 2024. Besides, the mineral identification of the sediments collected in both periods was performed looking for compositional differences.

La Silva stream has been severe affected by AMD and ARD for several some decades (Rodríguez-Gómez *et al.*, 2010). The stream currently presents a poor quality and high degradation, despite several remediation treatments carried out upstream (Santofimia and López Pamo, 2016). The data show actual high acidity in July and continues also in October with a low neutralizing capacity in both periods. This together with the high oxidative potential help to understand the actual active sulfides oxidation and mineral alteration process (Nordstrom and Alpers, 1999); Fe and Al are found as major metallic components. Both are soluble at low pH and precipitate with a pH > 2.5 and 4.5 for Fe and Al phases respectively (Nordstrom and Alpers, 1999; Shum and Iavkulich, 1999). The high sulfates concentration as well as the total dissolved solids are also consequent with the AMD/ARD reactions, generated from sulfides oxidation (Nordstrom, 1982).

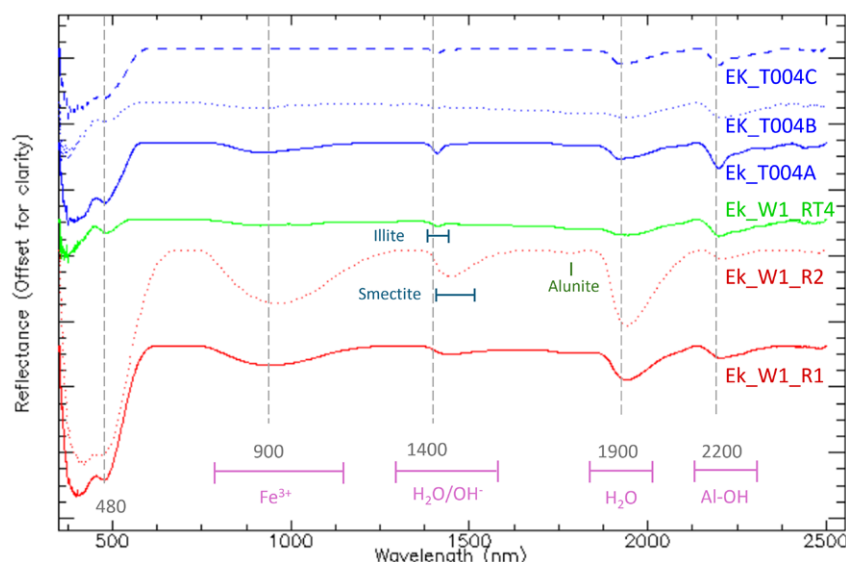


Fig. 2.- Reflectance spectra from the study samples. Ver figura a color en la web.

Fig. 2.- Espectros de reflectancia de las muestras de estudio. See color figure in the web.

The water chemistry composition, with low pH around 4.5, gives the ideal conditions to find precipitates of secondary Fe minerals and possible secondary Al minerals such as alunite on the riverbed (Villa *et al.*, 2008). The possible mineral species which may precipitate frequently are Fe oxydrosulfates such as Schwertmannite (Bigham *et al.*, 1990). These minerals could be more or less oxidized to Fe oxides and oxihydroxides, such as goethite and hematite or even mixtures of ferric phases.

The spectral data (Fig.2) suggest that in July, the sediment samples (EK-W1-R1 and EK-W1-R2) contained oxidized secondary Fe minerals, primarily goethite, along with smectite. However, significant rainfall in September likely led to the mobilization of newly deposited, unstable material from the tailings, resulting in a different mineralogical composition observed in the October sample. The EK-W1-RT4 sample closely resembles the tailing samples (EK-T004A, EK-T004B, and EK-T004C), showing a decrease of Fe oxides and an increased presence of illite, which is also quite abundant in these parent rocks (Alcalde-Aparicio *et al.*, 2022). Ribeiro *et al.* (2016) also identified mica/illite as the major mineral in coal residues from Fabero sector in El Bierzo coal basin. This similarity indicates that the EK-W1-RT4 sample may be mobilized and transported tailing material, without an intense alteration process, reflecting mainly the impact of recent erosion and sediment transport.

The results of this study suggest that spectroradiometry analysis could be a valuable tool to differentiate the two kinds of processes that impact in those rivers near a tailing, before and after the material accumulation is being altered by the enlargement of a path: the Fe oxidation in July and the new sediment incomes from altered tailing. Although it does not allow a detailed quantification of the minerals, this is a technique that shows an easy and quick result about the mineral presence, working with non-processed and untreated samples. This quick response gives an advantage compared to other laborious analysis, such as X-ray diffraction which are also complementary. However, not all minerals exhibit a spectral response in this wavelength range and some, like calcite and dolomite, may be undetectable in phyllosilicate-rich mixtures (Santamaría & Suárez, 2024). Though effective in identifying major minerals, others are likely present beyond those detected.

Conclusions

At present, the water geochemistry indicates ideal conditions for the occur-

rence of secondary Fe minerals (oxides and oxihydrosulfates) and, less commonly, Al phases as precipitated solids and later decanted sediments. In addition, surface runoff during the rainy season results in the presence of other clay minerals derived from newly eroded, transported and deposited material from the tailing.

The mineral identification suggests Fe oxides as goethite and smectite in the sediments, substituted by illite due to the erosive and depositional conditions associated with the tailings. The results also indicate that recent rainfall events have transported new sediments of different mineral composition by mobilising the tailing material. Reflectance spectroscopy was found to be a useful analytical technique for rapid mineral identification of majority minerals. It allows oxidation effects to be distinguished from erosion effects, making it a valuable tool for environmental assessments.

The current environmental impacts should be monitored and evaluated periodically. It is possible that the newly found sediments may undergo a second alteration process, resulting in new geochemical conditions in the stream.

Contribution of the authors

S.A.A.: structure and conceptualization, data procurement, formal analysis, project administration, validation, writing-original draft, review and editing. I.P.: data procurement, formal analysis, figures, writing-original draft, review and editing. J.A.C.: research/analysis, writing-original draft, review and editing. I.R.: research/analysis, writing-original draft, review and editing. M.B.: data procurement. F.F.: validation, writing-original draft, review and editing. M.F.J.: structure and conceptualization, validation, writing-original draft, review and editing.

Acknowledgement

The authors want to gratefully give thanks to ESMINSNET microproject (University of León EURECA16) funded by the 'Ministry of Universities, RD 1059/2021 30 November, regulating the direct award of various grants to universities participating in the European Commission's 'European Universities' project', and "European Education and Culture Executive Agency, Project: 101124439-EURECA-PRO 2.0-ERASMUS-EDU-2023-EUR-UNIV". Research also supported by the Project PID2023-150229OB-I00 (HYPERLANDFORM) financed by MICIU/AEI/10.13039/501100011033 and by FEDER, UE. I. Pereira contribution was

possible due to the FPU21/04495 contract from the Spanish Ministry of Universities.

The authors of this work also acknowledge the effort and contribution of the manuscript reviewers.

References

- Alcalde-Aparicio, S., Vidal-Bardan, M. and Alonso-Herrero, E. (2022) *Earth Sciences Research Journal* 26 (1), 55-68. <https://doi.org/n4jx>
- Bigham, J.M., Schwertmann, U., Carlson, L. and Murad, E. (1990). *Geochimica Cosmochimica Acta* 54, 2743-2754. <https://doi.org/fdn58b>
- Crowley, J.K., Williams, D.E., Hammarstrom, J. M., Piatak, N.M.C.I., Chou, I.M., and Mars, J.C. (2003). *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3 (3), 219-228. <https://doi.org/d8j3cr>
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. and Suárez, A. (1994). In: Rodríguez Fernández, L.R. and Heredia, N. (Coords.). *Memoria del Mapa Geológico de la provincia de León a escala 1:200.000. Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE)*. Ministerio de Industria y Energía. Diputación de León, Madrid. 166 pp.
- Hunt, G.R. (1977). *Geophysics* 42(3), 501- 513. <https://doi.org/dbz3zs>
- Jönsson, J., Jönsson, J. and Lövgren, L. (2006). *Applied Geochemistry* 21, 437-445. <https://doi.org/cscj2b>
- Nordstrom, D.K. (1982). In: Kitrick, J.A., Fanning, D.S. and Hossner, L.R. (Eds.). *Acid sulfate weathering*. Soil Science Society of America, Madison, WI, 37-56. <https://doi.org/n37x>
- Nordstrom, D.K. and Alpers, C.N. (1999). *Environmental Geochemistry of Mineral Deposits, Economy Geology* 6A, 133-160.
- Ribeiro, J., Suarez-Ruiz, I., Ward, C. R., and Flores, D. (2016). *Journal of coal geology*, 154, 92-106. <https://doi.org/gg2kbt>
- Rodríguez Gómez, V., Vadillo Fernández, L., Lacal Guzmán, M., Alberruche E., Herrero Barrero, T. and De la Losa Román, A. (2010). *Boletín Geológico y Minero* 121 (1), 89-102.
- Santamaría-López, Á. and Suárez, M. (2024). *Minerals* 14, 1098. <https://doi.org/pdkx>
- Santofimia, E and López Pamo, E. (2016). *Environ. Sci. Pollut. Res.* 23, 14502-14517. <https://doi.org/f8vvt2>
- Shum, M. and Iavkulich, I. (1999). *Environmental Geology* 38 (1), 59-68. <https://doi.org/fwkqgh>
- Villa Bermejo, E., Alcalde Aparicio, S., Alonso Herrero, E. and Vidal Bardán, M. (2008). *Sociedad Española de Mineralogía. Macla* 10, 147-148.

Osteohistología e implicaciones locomotoras a partir de una tibia de dinosaurio ornitópedo de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior, Teruel)

Osteohistology and locomotor implications from an ornithopod dinosaur tibia from the El Castellar Formation (Lower Cretaceous, Teruel)

Juan Maíllo^{1*}, Jerome Hidalgo-Sanz², Miguel Moreno-Azanza^{1,2} y José Manuel Gasca³

¹ Aragosaurus-IUCA: Recursos Geológicos y Paleoaambientes, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España.
589878@unizar.es, jhidalgo@unizar.es

² GEOBIOTEC, Department of Earth Sciences, NOVA School of Science and Technology, Campus de Caparica, P-2829 516 Caparica, Portugal.
mmazanza@unizar.es

³ Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España.
gasca@usal.es

*Corresponding autor

ABSTRACT

The study of osteohistology in dinosaurs allows us to evaluate growth patterns and their relationship with biomechanical changes. In this paper we analyse a tibia assigned to an undetermined iguanodontid from the Masía de los Cerezos site (El Castellar Formation, Lower Cretaceous, Teruel). The histological section reveals a complex cortical structure, characterised by an asymmetric vascular distribution, anterolateral cortical thickening and the presence of compacted coarse cancellous tissue. This microanatomy suggests a redistribution of loads, possibly associated with a postural change prior to skeletal maturity. The results highlight the importance of the osteohistological study in Iguanodontia to understand the relationship between ontogeny and locomotion, and underline the need to extend the analysis to more taxa and ontogenetic stages to assess microanatomical variability within this group.

Key-words: Palaeohistology, Iguanodontia, locomotion, ontogeny, Maestrazgo Basin.

RESUMEN

El estudio de la osteohistología en dinosaurios permite evaluar patrones de crecimiento y su relación con cambios biomecánicos. En este trabajo se analiza una tibia asignada a un iguanodontio indeterminado del yacimiento Masía de los Cerezos (Formación El Castellar, Cretácico Inferior, Teruel). La sección histológica revela una estructura cortical compleja, caracterizada por una distribución vascular asimétrica, un engrosamiento cortical anterolateral y la presencia de tejido esponjoso grueso compactado. Esta microanatomía sugiere una redistribución de cargas, posiblemente asociada a un cambio postural previo a la madurez esquelética. Los resultados destacan la importancia del estudio osteohistológico en Iguanodontia para comprender la relación entre ontogenia y locomoción, y subrayan la necesidad de ampliar el análisis a más taxones y estados ontogenéticos para evaluar la variabilidad microanatómica dentro de este grupo.

Palabras clave: Paleohistología, Iguanodontia, locomoción, ontogenia, Cuenca del Maestrazgo.

Geogaceta, 78 (2025), 71-74

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113669>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La paleohistología es la disciplina que estudia los tejidos fósiles a escala microscópica, revelando microestructuras inaccesibles macroscópicamente. Su aplicación en diversos tipos de dinosaurios ha brindado información paleobiológica única y, entre ellos, Ornithopoda destaca como uno de los clados mejor estudiados (Woodward *et al.*, 2015). Su desarrollo parece variar según su talla y posición filogenética (Werning, 2012), presentando microestructuras específicas y patrones de vascularización posiblemente vinculados a fluctuaciones hormonales durante la ontogenia y/o a las particularidades locomotoras de este clado (Hübner, 2012; Woodward *et al.*, 2015).

En cuanto a los taxones ibéricos, en la Formación El Castellar (Hauteriviense superior-Barremiense inferior) de la Cuenca del Maestrazgo se han hallado restos tanto de grandes estiracosternos como de pequeños ornitópodos basales (García-Cobena *et al.*, 2023). Esta diversidad plantea una asociación faunística en la que ambos tipos de ornitópodo coexistieron. Una vía para comprender los roles ecológicos que pudieron tener es el análisis de su microanatomía, la cual podría esclarecer su influencia en las dinámicas de crecimiento y locomoción mediante la elaboración de microestructuras apendiculares asociadas a cambios posturales (Hübner, 2012).

En el presente trabajo se analiza la osteohistología de una tibia encontrada en el yacimiento Masía de los Cerezos

(Allepuz, Teruel), se exploran sus implicaciones paleobiológicas y se compara con otras muestras pertenecientes a ornitópodos de filogenia diversa.

Contexto geográfico y geológico

El yacimiento Masía de los Cerezos se ubica en el término municipal de Allepuz (E de la provincia de Teruel), en la margen izquierda del río Alfambra, unos 100 metros al SO de la Masía de los Cerezos junto a un campo de labor. Estratigráficamente se encuentra en la parte inferior de la Formación El Castellar, de edad Hauteriviense superior-Barremiense inferior (Aurell *et al.*, 2016). Paleogeográficamente se enmarca en la subcuenca de Galve (cuenca

del Maestrazgo; Salas *et al.*, 2001). El yacimiento se encuentra dentro de un tramo de lutitas grises y ocre de origen aluvial-palustre. Estos depósitos están lateralmente cortados por un nivel bioclástico de areniscas con estratificación cruzada, el cual contiene numerosos restos de fósiles retrabajados. El contenido en fósiles de vertebrados de este yacimiento es variado e incluye fundamentalmente elementos desarticulados: restos postcraneales de dinosaurio ornitópodo, una vértebra de dinosaurio terópodo, así como restos aislados de condriactos, osteíctios y crocodylomorfos (Gasca, 2011).

Material y metodología

El material estudiado es una tibia izquierda incompleta recuperada en numerosos fragmentos (MPZ 2024/333) asignada a un espécimen iguanodontio indeterminado (Gasca, 2011) (Fig. 1A). El material (sigla de campo MAC-1) fue recolectado por el grupo Aragosaurus en una prospección de 2010, y se encuentra depositado en el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza.

Se realizó una lámina delgada de una sección transversal de la diáfisis (Fig. 1B) en las instalaciones del SAI de la Universidad de Zaragoza, de acuerdo con la metodología estandarizada (Cerdá *et al.*, 2020) y delimitando un grosor final de $\approx 50\text{--}80\ \mu\text{m}$. Durante su estudio se utilizó un microscopio petrográfico Olympus BX53M alojado en las instalaciones de IUCA-UNIZAR.

La terminología empleada en la descripción osteohistológica sigue a de Buffrénil y Quilhac (2021).

Resultados

Descripción osteológica

La muestra preserva los extremos proximales y distales casi en su totalidad y numerosos fragmentos diafisarios.

El extremo proximal se expande anteroposteriormente. La cara medial es convexa y la cresta cnemial no se preserva. El borde posterior presenta un cóndilo interno prominente, separado del cóndilo externo más pequeño por un surco intercondilar. En la cara lateral aparece un cóndilo accesorio desplazado anteriormente.

El fragmento de diáfisis seleccionado para el estudio osteohistológico corresponde aproximadamente a la mitad de la diáfisis y posee una sección ovalada, con un diámetro de 42–44 mm.

El extremo distal se expande lateromedialmente. El maléolo interno es prominente medialmente, y su superficie articular se encuentra orientada anterolateralmente. En vista anterior presenta un margen medial recto del que emerge una cresta aductora, y un margen lateral donde se localiza una faceta plana, alargada verticalmente y con una orientación anterolateral respecto a la articulación distal con la fíbula. En vista posterior el extremo distal es cóncavo en sentido lateromedial. El maléolo externo es prominente distalmente y su cara articular se orienta hacia el lado medial de la tibia.

Los extremos distal y proximal presentan una morfología similar a las de ornitópodos iguanodontios estiracosternos como *Ouranosaurus* (Taquet, 1976) o *Iguanodon* (Norman, 1980).

Descripción osteohistológica

El borde perióstico y la cavidad medular han sufrido una significativa degradación fosildiagenética, pero la mayoría del tejido compacto se preserva sin alteraciones estructurales. En conjunto, su distribución varía según el plano anatómico. Desde el área posterior se desarrolla un engrosamiento cortical en sentido centrífugo, mientras que la cavidad medular, de amplio diámetro, experimenta una expansión posterolateral. El estado de alteración de la cavidad medular impide valorar el grado de compacidad del tejido esponjoso asociado.

En torno a la región perimedular del área anterior se identifica una franja birrefringente de tejido grueso esponjoso compactado (en adelante TEGC) (Fig. 2A). Este se compone por cámaras de reabsorción de morfología convolucionada, además de por osteonas primarias y secundarias con una orientación y diámetro variables e inusualmente elongados. Esta distribución espacial de TEGC coincide con la identificada en tibias de otros ornitópodos (Hübner, 2012), si bien en MPZ 2024/333 no parece desarrollarse en asociación con la “cuña anterolateral” que se observa en otros taxones (Hübner, 2012; Freedman Fowler y Horner, 2015; Woodward *et al.*, 2015; Maíllo *et al.*, 2025).

En el extremo más anteromedial de este TEGC se desarrolla también una franja estrecha de tejido haversiano con límites difusos, pues la dinámica de remodelación de las microestructuras implicadas difumina la transición entre la matriz extracelular y el tejido haversiano. Esta condición dificulta el conteo de generaciones de osteonas secundarias, el cual incluye entre una y dos generaciones según el segmento observado. El resto de tejido cortical genera un complejo fibroso-paralelo, aunque también se identifican pequeños cúmulos aislados de osteonas secundarias en otros puntos de la sección.

En cuanto a la distribución vascular, la sección presenta una ordenación diferente entre las áreas medial y lateral. La mitad medial presenta canales vasculares simples y osteonas primarias agrupadas circunferencialmente en torno al eje longitudinal del hueso, generando un patrón mayoritariamente laminar (Fig. 2B). Esta vascularización transiciona a una plexiforme en los puntos más posteriores y anteriores de la sección, incorporando

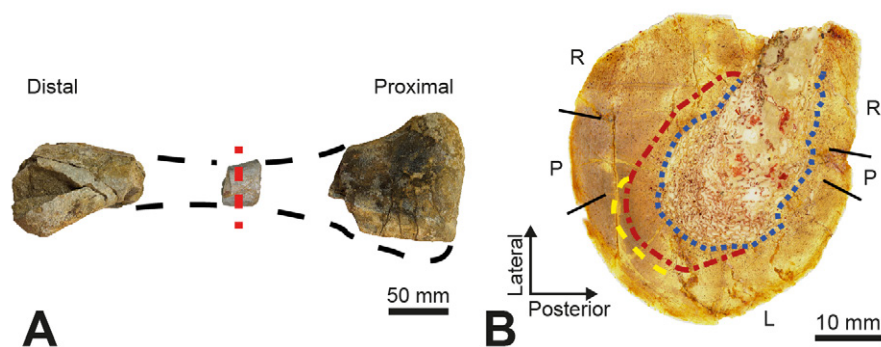


Fig. 1.- Tibia MPZ 2024/333. [A] Vista medial a escala macroscópica. La línea discontinua roja indica el punto de corte. [B] Sección delgada incluyendo la delineación de la cavidad medular (azul), del tejido grueso esponjoso compactado (rojo) y del tejido haversiano (amarillo). Se indica también la compartimentación de la vascularización laminar (L), plexiforme (P) y reticular (R). Versión a color disponible online.

Fig. 1.- Tibia MPZ 2024/333. [A] Macroscopic scale medial view. The red dashed line indicates the cut point. [B] Thin section including delineation of the medullary cavity (blue), compacted coarse cancellous tissue (red) and Haversian tissue (yellow). Partitioning of the laminar (L), plexiform (P) and reticular (R) vascularization is also indicated. Colour version available online.

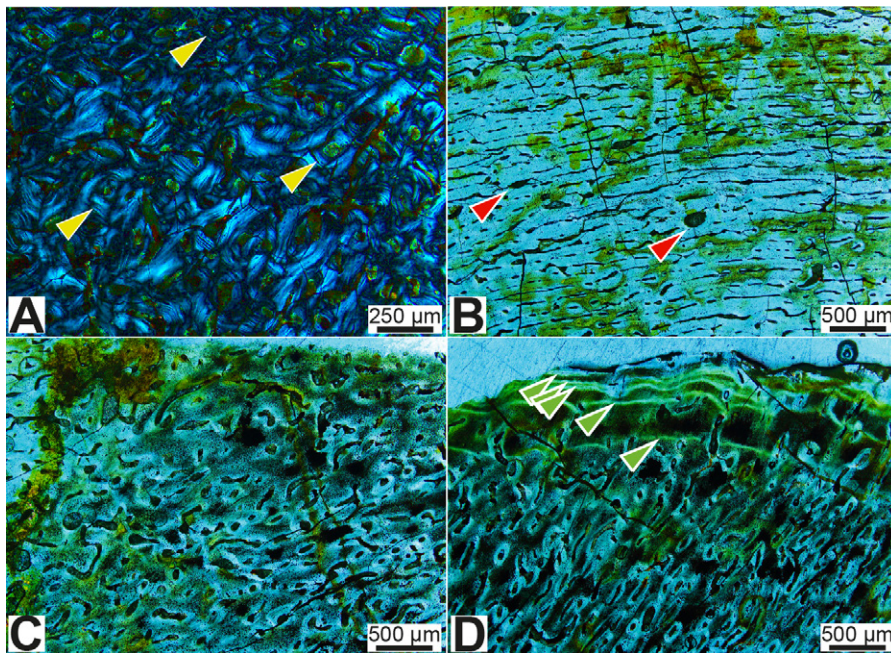


Fig. 2.- Sección delgada de MPZ 2024/333 bajo nícoles cruzados con lámina de yeso. [A] Tejido esponjoso grueso compactado en área anterior. Las flechas amarillas indican osteonas secundarias. [B] Patrón laminar en área medial. Las flechas rojas indican osteonas primarias. [C] Patrón reticular en área lateral. [D] Dispersión de LAGs (flechas verdes) en el borde perióstico lateral. Versión a color disponible online.

Fig. 2.- Thin section of MPZ 2024/333 under crossed Nicols with a gypsum filter. [A] Compacted coarse cancellous tissue in anterior area. Yellow arrowheads indicate secondary osteons. [B] Laminar pattern in medial area. Red arrowheads indicate simple canals and primary osteons. [C] Reticular pattern in lateral area. [D] Dispersion of LAGs (green arrowheads) in the lateral periosteal border. Colour version available online.

un patrón reticular cada vez más dominante en la mitad lateral restante (Fig. 2C).

En el borde anterolateral se identifican también fibras de Sharpey y al menos cinco líneas de detención de crecimiento (también conocidas como LAGs, iniciales del término inglés *Lines of Arrested Growth*). Tres de estas LAGs se encuentran estrechamente apelmazadas entre sí, mientras que las dos más internas aumentan ligeramente su espaciamiento (Fig. 2D). La ausencia de marcas en porciones más internas de esta área y el apelmazamiento súbito de las LAGs en el borde perióstico podría sugerir la elaboración de un sistema fundamental externo, pero la abundante vascularización presente y la identificación de canales y osteonas primarias "cortadas" en el límite más degradado del borde perióstico descartan el diagnóstico de esta estructura.

Cabe añadir que en la región antero-medial adyacente al TEGC se conservan también tres LAGs adicionales, aunque en el borde perióstico más próximo no se observan otras equivalentes a las identificadas en el borde anterolateral. La proyección de estas tres LAGs internas hacia el área anterolateral queda solapada por la franja de TEGC, mientras que en sen-

tido posteromedial tampoco es posible trazar su seguimiento pese a la ausencia de remodelación. La omisión de LAGs en esta dirección resulta inusual, ya que, aunque la aposición de nuevo tejido perióstico se realiza de forma centrífuga, los huesos largos se caracterizan por ser elementos de elevada simetría y que no experimentan procesos significativos de deriva cortical (de Buffrénil y Quilhac, 2021).

Discusión

Ontogenia

La complejidad microestructural de la muestra y la ausencia de más huesos disponibles implican que su clasificación ontogenética precise de parámetros tanto a escala macroscópica como microscópica.

Durante el estudio osteológico, la dimensión de los extremos proximal y distal y su morfología, con cóndilos y maléolos plenamente desarrollados, sugieren que el espécimen habría sobrepasado la ontogenia más temprana, adquiriendo un tamaño moderado. Sin embargo, el diámetro diafisario resulta menor respecto al de otros iguanodontios osteológica-

mente semejantes que ya han alcanzado el estadio adulto (Taquet, 1976; Norman, 1980).

Respecto al estudio osteohistológico, la cantidad de LAGs preservadas se distribuye de forma irregular a lo largo del hueso, dificultando la aproximación esqueletocronológica. En la región interna del área medial se conservan tres LAGs, mientras que en la periferia lateral se identifican cinco. El distanciamiento entre ambas agrupaciones plantea la posibilidad de que se traten de dos complejos de marcas de crecimiento múltiples, lo cual previene la estimación de una edad concreta para el espécimen. Asimismo, la remodelación de la región perimedular y la ausencia de gran parte del borde perióstico implicarían un sesgo adicional en este conteo.

En cualquier caso, el espaciamiento entre las LAGs internas y periféricas no varía demasiado (entre 200 y 500 µm), sugiriendo un ritmo de aposición invariable durante la generación de ambas agrupaciones. Ello implicaría que el espécimen se encontraba lejos de alcanzar la madurez esquelética, una hipótesis que resultaría coherente con el diámetro diafisario menor previamente mencionado.

Teniendo en cuenta este conjunto de datos, el espécimen de Masía de los Cerezos sería catalogado como un individuo juvenil tardío o subadulto temprano.

Microestructuras y locomoción

MPZ 2024/333 presenta una distribución vascular inusual que contrasta con la simetría habitual en huesos apendiculares. Además del despliegue vascular laminar en la mitad medial y reticular en la mitad lateral, que implica una fisiología metabólica variable entre ambas áreas, se observa un engrosamiento cortical anterolateral que podría asociarse a un incremento de la carga biomecánica (Cubo *et al.*, 2015). Esta asunción sería consistente con la presencia restringida de fibras de Sharpey en dicha área.

Por otra parte, el desarrollo de una franja de TEGC suele ser habitual en las regiones metafisarias del hueso, mientras que su persistencia en la diáfisis refleja una funcionalidad biomecánica por compactación (de Buffrénil y Quilhac, 2021).

Este conjunto de propiedades parece indicar un cambio progresivo en la aplicación de cargas sobre la tibia, un proceso que podría vincularse con la transición entre los distintos modos de locomoción

característicos de Iguanodontia. De esta manera, el espécimen MPZ 2024/333 sería un individuo juvenil tardío o subadulto temprano que experimentaba un cambio postural previo a la madurez esquelética. Esta hipótesis es coherente con las observaciones en el ornitópodo cuadrúpedo *Saurolophus*, cuyos especímenes de menor talla presentaban un TEGC más dominante respecto a los adultos (Słowiak *et al.*, 2020). Respecto a ornitópodos bípedos y de pequeño tamaño, *Dysalotosaurus* desarrolla la relación inversa (Hübner, 2012), planteando quizá un cambio postural temprano de cuadrupedalismo a bipedalismo entre la etapa perinatal y adulta, como ocurre en otros ornitisquios de talla y peso similares (Zhao *et al.*, 2013).

En relación con esta transición locomotora, cabe mencionar la posible asociación de una microestructura adicional, la "cuña anterolateral". Dicha estructura no ha sido observada en la tibia de Masía de los Cerezos, pero ha sido identificada en otros ornitópodos de talla y posición filogenética diversas. Por ejemplo, su desarrollo en ornitópodos de pequeño tamaño es persistente a lo largo de su ontogenia (Hübner, 2012), mientras que en ornitópodos de mayor tamaño se desarrolla únicamente en etapas próximas a la madurez esquelética (Freedman Fowler y Horner, 2015; Woodward *et al.*, 2015; Maíllo *et al.*, 2025).

En MPZ 2024/333, el desarrollo de TEGC en el área anterior y su clasificación ontogenética distanciada de la madurez sexual podrían ser consistentes con el futuro desarrollo de una "cuña anterolateral" en dicha área. Sin embargo, la comprensión de este tipo de microestructuras requiere de un estudio más profundo y detallado taxonómicamente.

Conclusiones

El análisis osteohistológico de MPZ 2024/333 y su comparación taxonómica han permitido explorar su esqueletocro-

nología y posibles adaptaciones biomecánicas. La combinación de marcadores microestructurales, incluyendo la distribución vascular asimétrica, el engrosamiento anterolateral y la presencia de TEGC, sugieren una modificación en la aplicación de cargas sobre la tibia, posiblemente vinculada a un cambio postural previo a la madurez esquelética.

Contribución de los autores

Maíllo: estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis. Hidalgo-Sanz: adquisición de datos, revisión del manuscrito, investigación/análisis. Moreno-Azanza: revisión del manuscrito, coordinación, supervisión. Gasca: investigación/análisis, revisión del manuscrito, coordinación, supervisión.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer las revisiones anónimas que han ayudado a mejorar este trabajo, así como el servicio prestado por el SAI de la Universidad de Zaragoza. Este trabajo ha contado con el apoyo de los proyectos PID2021-122612OB-I00, MINECO/FEDER, UE, y RYC2021-034473-I, financiado por MCIN/AEI/10.13039/501100011033, la Unión Europea (NextGenerationEU), Gobierno de Aragón, FEDER (E18_23R Aragosaurus: Recursos geológicos y Paleoambientes) y la Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT-MCTES) de Portugal (proyecto PTDC/CTA-PAL/ 2217/2021 y Unidad de Investigación GeoBioTec UIDB/04035/2020).

Referencias

Aurell, M., Bádenas, B., Gasca, J.M., Canudo, J.I., Liesa, C.L., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M. y Najas, L. (2016). *Cretaceous Research* 65, 138-162.

de Buffrénil, V. y Quilhac, A. (2021). In:

Vertebrate Skeletal Histology and Paleohistology (de Buffrénil, V., de Ricqlès, A.J., Zylberberg, L. y Padian, K., Eds.). CRC Press, Boca Raton, 147-190.

Cerda, I., Pereyra, M., Garrone, M., Ponce, D., Navarro, T., González, R., Militello, M., Luna, C. y Jannello, J. (2020). *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 20 (1): 15-28.

<https://doi.org/n5b4>

Cubo, J., Woodward, H., Wolff, E. y Horner, J.R. (2015). *PLoS ONE*, 10 (7): 1-11.

<https://doi.org/g5zm7w>

Freedman Fowler, E.A. y Horner, J.R. (2015). *PLoS ONE*, 10 (11): 1-55. <https://doi.org/f8b3wz>

García-Cobena, J., Verdú, F.J. y Cobos, A. (2023). *Journal of Iberian Geology*, 50: 57-66.

<https://doi.org/n5b3>

Gasca, J.M. (2011). *Paleontología i evolució*, memoria especial 5: 179-183.

Hübner, T.R. (2012). *PLoS ONE*, 7 (1): 1-29.

<https://doi.org/fx9t9b>

Maíllo, J., Hidalgo-Sanz, J., Gasca, J.M., Canudo, J.I. y Moreno-Azanza, M. (2025). *Journal of Anatomy*, 00: 1-22.

<https://doi.org/10.1111/joa.14225>

Norman, D.B. (1980). *Memoires Institut Royal Des Sciences Naturelles de Belgique*, 178: 7-83.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A., (2001). *Mémoires du Muséum Nationale de l'Histoire Naturelle* 186, 145-185.

Słowiak, J., Szczygielski, T., Ginter, M. y Fostowicz-Freluk, Ł. (2020). *Palaeontology*, 63 (4): 579-599.

<https://doi.org/n5b2>

Taquet, P. (1976). *Cahiers de Paléontologie*: 1-191.

Werning, S. (2012). *PLoS ONE*, 7 (3): 1-25.

<https://doi.org/n5bz>

Woodward, H.N., Freedman Fowler, E.A., Farlow, J.O. y Horner, J.R. (2015). *Paleobiology*, 41 (4): 503-527.

<https://doi.org/f7xbqk>

Zhao, Q., Benton, M.J., Sullivan, C., Sander, P.M. y Xu, X. (2013). *Nature Communications*, 4 (1): 1-8.

<https://doi.org/gbdkv2>

Análisis del riesgo de crioclastia en España: situación actual y tendencia futura

Risk analysis of cryoclastic weathering in Spain: current situation and future trend

Carlos G. Morales Rodríguez¹, M^a Teresa Ortega Villazán¹ y Javier Martínez-Martínez^{2,*}

¹ Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid.

carlos.morales@uva.es, maite@uva.es

² CN Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC). Calle La Calera, 1. 28760 Tres Cantos (Madrid).

javier.martinez@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This study analyzes the variability of cryoclastic weathering risk in Spain, establishing the context for research focused on the deterioration and erosion of rocks and building materials due to freeze-thaw processes in cold climates. The results are derived from the analysis of climate series from 84 meteorological stations of the AEMET (State Meteorological Agency) network over the last 30 years. The intensity of cryoclastic weathering is quantified using different parameters based on the number of times per year that the daily minimum temperature exceeds a defined threshold. The results show that, in general terms, freeze-thaw transitions are more frequent in mountain areas and in the interior of the northern half of the Iberian Peninsula, reaching more than 100 transitions per year. Their incidence is minimal in both oceanic climate regions and coastal Mediterranean and semi-arid areas. The geographical distribution of cryoclastic weathering risk may vary slightly depending on the parameter considered. The temporal evolution of this risk is also addressed by analyzing the trend of each parameter. Although the general trend in Spain indicates a decrease in the number of annual freeze-thaw transitions, some regions show positive trends, suggesting an increasing risk of cryoclastic weathering.

Key-words: frost weathering, freeze-thaw, erosion, climate change, frost.

Geogaceta, 78 (2025), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113671>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Este trabajo analiza la variabilidad del riesgo de crioclastia en España, estableciendo el contexto para estudios centrados en el deterioro y erosión de rocas y materiales de construcción por procesos de hielo/deshielo en climas fríos. Los resultados se obtienen a partir del análisis de las series climáticas de 84 estaciones meteorológicas de la red AEMET durante los últimos 30 años. La intensidad de la crioclastia se cuantifica a través de diferentes parámetros basados en el número de veces al año que la temperatura mínima diaria alcanza un umbral fijado. Los resultados muestran que, en términos generales, las transiciones hielo/deshielo son más frecuentes en áreas de montaña y en el interior de la mitad norte peninsular, llegando a superar más de 100 transiciones anuales. Su incidencia es mínima tanto en regiones de clima oceánico, como en áreas de clima mediterráneo litoral y semiárido. La distribución geográfica del riesgo por crioclastia puede variar ligeramente según el parámetro considerado. También se aborda la evolución temporal del riesgo de crioclastia, analizando la tendencia de cada parámetro. Aunque la tendencia general en España es hacia la disminución del número de transiciones hielo/deshielo anuales, en algunas regiones se registran tendencias positivas, indicando un incremento del riesgo de crioclastia.

Palabras clave: gelifracción, hielo-deshielo, erosión, cambio climático, heladas.

Fecha de recepción: 10/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

La crioclastia, gelifracción o gelivación se ha considerado tradicionalmente un proceso importante de meteorización y erosión de las rocas en climas fríos, generando sedimentos y modelando relieves en contextos naturales, pero también uno de los principales procesos de deterioro que afectan a los materiales de construcción.

Sin embargo, el proceso de hielo-deshielo en los poros, grietas y juntas de las rocas y bloques es posiblemente más complejo de lo que sugieren las perspectivas tradicionales. Por ejemplo, la temperatura a la que el agua se con-

gela en los poros es variable y difícil de determinar (no puede inferirse a partir de los datos de temperatura ambiente). Teniendo esto en cuenta, y con la finalidad de cuantificar el riesgo de deterioro de una roca por procesos de hielo-deshielo, diferentes autores han propuesto distintos índices que evalúan la agresividad del ambiente de exposición (Walder & Hallet, 1985; Grossi et al., 2007; Brimblecombe et al., 2011). En esencia, estos índices buscan cuantificar el número medio de heladas efectivas que se producen a lo largo de un año.

Este trabajo analiza el comportamiento espacial y temporal que en España tienen las heladas, analizando las tem-

peraturas, tanto mínimas como máximas diarias, así como sus oscilaciones, durante las tres últimas décadas (1993-2022). El análisis se centra en evaluar la intensidad de las temperaturas mínimas, los diferentes umbrales de heladas, su desigual frecuencia y distribución en distintas regiones climáticas del territorio español, la mayor o menor predisposición a procesos de hielo-deshielo, las áreas de mayor riesgo y la tendencia de la intensidad en el tiempo.

Metodología

La información meteorológica se ha obtenido de la red sinóptica y climatoló-

gica de AEMET en España, disponible en el portal de datos abiertos *AEMET Open Data a través del API REST (Application Programming Interface. Representational State Transfer)*.

Selección de observatorios de estudio

La selección de observatorios ha estado condicionada por la calidad de sus series temporales, lo que nos ha llevado a elegir aquellos que contaran con series largas, homogéneas y coincidentes temporalmente. Normalmente los observatorios seleccionados corresponden a estaciones de primer orden (con registro de múltiples parámetros hidrometeorológicos), y cuando no ha sido posible, de segundo orden (estaciones termopluviométricas).

Las series climáticas de los observatorios seleccionados se han sometido a óptimos controles de calidad para construir una base de datos homogénea (Alexandersson & Moberg, 1997), siguiendo los siguientes criterios: i) Sólo se han elegido observatorios que no tuvieran en sus series más de un 10% de lagunas (valores perdidos/missing values); ii) se han detectado datos erróneos u *outliers*; iii) se han aplicado filtros lógicos, y las lagunas (<10%) se han completado mediante técnicas de regresión lineal múltiple por pasos sucesivos. Las correlaciones se han realizado a partir de 3 o 4 observatorios próximos y de la misma área climática, y cuando los coeficientes de determinación hayan estado siempre por encima del 0,8.

La selección de observatorios también ha cumplido un criterio geográfico, buscando que fueran representativos de las diferentes regiones climáticas de España, de distintos intervalos altitudinales, y que conformara una red suficientemente densa y uniforme en su distribución para que, al menos, hubiera un mínimo de 1 y un máximo de 3 observatorios por cada 1°x1° de latitud y longitud para así facilitar la producción cartográfica.

El estudio se ha realizado con una selección de 84 observatorios que cumplen estas condiciones. El resultado ha sido la construcción de una base de datos diaria de temperaturas mínimas, máximas y oscilaciones térmicas. Cada variable analizada cuenta con series de 10.950 datos para cada observatorio, con un total de 919.800 datos por cada variable térmica. Todos ellos se han correlacionado para su representación cartográfica con la altitud, lo que ha permitido estimaciones

en las áreas de montaña donde los datos son más escasos.

Criterios de efectividad de las heladas

Se considera "helada efectiva" aquella capaz de congelar el agua contenida en los huecos (poros, fisuras, juntas) de una roca, o un conjunto de bloques. Los parámetros considerados para cuantificar el número de heladas efectivas son (Walder & Hallet, 1985; Grossi et al., 2007; Brimblecombe et al. 2011):

- Número de Heladas al año: registra el número de días al año con temperatura mínima inferior a 0°C.
- Ciclos de Hielo/Deshielo a 0°C (*Freeze-Thaw cycles*): número de transiciones a lo largo del año en las que la temperatura mínima diaria es inferior a 0°C y la temperatura máxima es superior a 0°C. Puede suceder que la transición ocurra entre varios días sucesivos.
- Ciclos de Hielo/Deshielo Intensos: número de ciclos de hielo/deshielo en los que, siendo la temperatura máxima superior a 1°C, la mínima desciende por debajo de -3,5°C, -4,5°C, -6,0°C y -10°C (se obtiene un valor para cada temperatura mínima considerada).
- Índice de la Intensidad de la helada (*Frost Intensity, FI*): se obtiene como la raíz cuadrada del sumatorio de días al año en los que la temperatura está por debajo de 0°C. Se realiza para cada observatorio, mensual, estacional y anualmente.

A partir de esta información se analizan las heladas en España en los últimos 30 años (según los diferentes parámetros), sus patrones de comportamiento, evolución y tendencias, intensidad, frecuencia y duración.

Resultados

Distribución geográfica del Número de Heladas al año

La Figura 1 muestra la distribución geográfica del número de heladas al año en España. Según los datos representados, podemos deducir que los sectores que padecen con mayor intensidad el frío son las regiones de montaña y áreas circundantes, así como depresiones interiores de muchas de ellas. En estos entornos, no son extraños valores por encima de 100 días de heladas al año. Le siguen en importancia los espacios del interior de la Península Ibérica, sobre todo de la cuenca del Duero, seguida de las cabeceras del Tajo y Guadiana, caracterizadas por un clima mediterráneo de interior frío (60-80 días de helada anuales). Donde el frío tiene una escasa importancia es en todo el litoral septentrional, afectado por un clima oceánico; así como en zonas de clima mediterráneo litoral y mediterráneo semiárido, donde normalmente computan menos de 10 heladas de media anual (cuando no menos de 5, o incluso no las padecen). Por su parte, en ambos archipiélagos las heladas no son significativas, salvo en zonas de montaña a

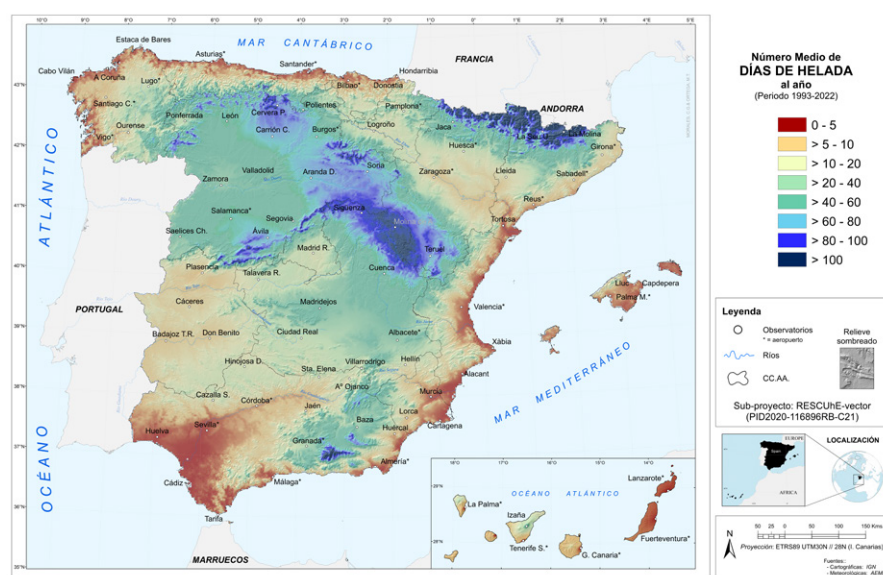


Fig. 1.-Distribución geográfica del número de heladas al año en España. Ver imagen a color en la web.

Fig. 1.- Geographical distribution of the number of frost days per year in Spain. See color figure in the web.

cierta altitud (Escorça Lluc a 490 m tiene 23,5 días; Izaña, a 2.369 m 45,7 días).

Existe una relación directa entre el número de heladas al año y la altitud. La frecuencia más relevante se alcanza por encima de 900 m, pudiendo alcanzar valores próximos a 120 días al año en las cordilleras Cantábrica, Ibérica y Pirineos, así como en la región de Castilla y León.

Ampliando el análisis de la evolución del número medio anual de heladas, desde 1961 a nuestros días, se aprecia una reducción significativa de forma generalizada en toda España. En concreto, al comparar el periodo 1961-90 con el 1993-22, el porcentaje de variación (disminución) alcanza el 40% en algunos observatorios (Ciudad Real, Cuenca, Izaña, Madrid, Orense, Valladolid y Zaragoza). Esto se traduce en una reducción de más de 20 días en el número medio de heladas.

De igual forma, las temperaturas mínimas extremas registradas en el periodo de análisis no alcanzan los valores de años anteriores. El valor más bajo en el periodo de estudio es $-25,2^{\circ}\text{C}$ (Molina de Aragón; 12/01/2021), si bien el 28/01/1952 alcanzó $-28,2^{\circ}\text{C}$. Según AEMET, la mínima absoluta más baja registrada en zona poblada es de $-30,0^{\circ}\text{C}$ en Calamocha-Fuentes Claras (Teruel) el 17/12/1963; y el récord en zona no poblada alcanza los -32°C en el lago Estangento (Lérida) el 2/02/1956.

En las áreas donde las heladas son más frecuentes, éstas se pueden llegar a registrar incluso en los meses de verano. En la estación de La Molina las heladas en julio y en agosto se han producido en el 26,7% y el 20% de los años analizados, respectivamente.

Distribución geográfica de los Ciclos de Hielo/Deshielo a 0°C

La distribución geográfica de los valores de este parámetro (ciclos de hielo/deshielo a 0°C) es muy similar o incluso coincidente en algunos observatorios con el número de heladas al año.

Las transiciones hielo/deshielo son más frecuentes en áreas de montaña de la mitad norte de la península (La Molina, Molina de Aragón, Seu d'Urgell) y en espacios de su interior, principalmente de Castilla y León (Salamanca, Burgos, Soria y Ávila). Su incidencia es mínima tanto en regiones de clima oceánico, como áreas de clima mediterráneo litoral (Alicante, Gerona) y semiárido (Murcia, Almería).

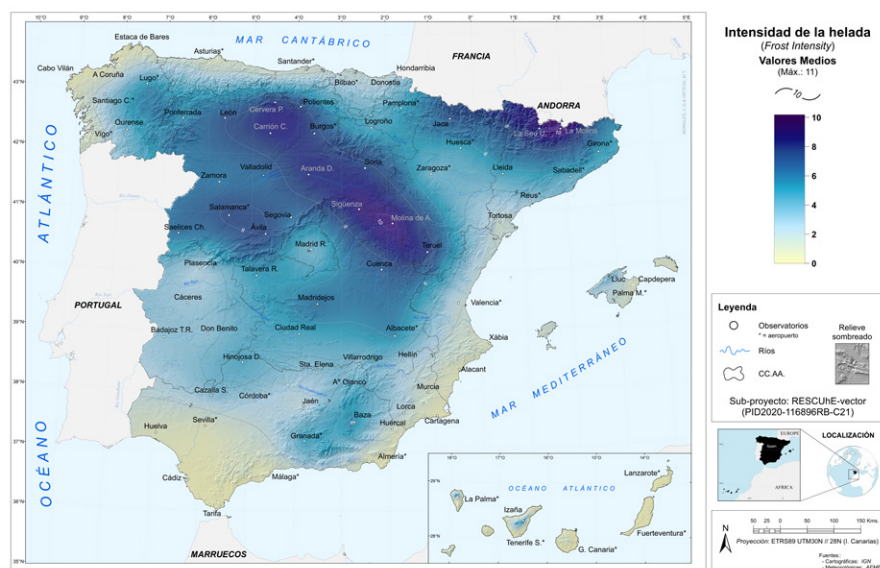


Fig.2.- Distribución geográfica del Índice de la Intensidad de la helada (FI). Ver imagen a color en la web.

Fig.2.- Geographical distribution of Frost Intensity index (FI). See color figure in the web.

Distribución geográfica de los Ciclos de Hielo/Deshielo Intensos

Los resultados muestran que, salvo en zonas de montaña, el número de heladas intensas se reduce considerablemente en todas las áreas climáticas, aunque siguen mostrando un número de ciclos elevado las áreas de clima mediterráneo de interior frío (fundamentalmente de la cuenca del Duero). A medida que las mínimas consideradas son más bajas ($-6,0^{\circ}\text{C}$ y -10°C), las transiciones quedan constreñidas a los sectores más montañosos. Además, la evolución temporal de este parámetro muestra mayor irregularidad, alternando periodos donde estos valores no se alcanzan y otros donde repuntan (por ejemplo: 2001, 2005, 2007, 2013, 2017 y 2021, todos ellos asociados a una mayor producción de "olas de frío" y periodos de frío intenso).

Distribución geográfica del Índice de la Intensidad de la helada (FI)

Los valores medios de FI en España varían entre 0 y 11 (Fig. 2), alcanzando niveles más elevados en las cordilleras de la mitad norte del país y, sobre todo, el entorno de la Cordillera Ibérica. Éstas son regiones caracterizadas por valores de FI por encima de 10. FI toma valores entre 8 y 10 en áreas meridionales circundantes a los relieves pirenaicos y cantábricos (Jaca, La Seu d'Urgell, Cervera de Pisuerga, Valderredible) y ciertas partes de Castilla y León (León, Salamanca). La mayor parte de esta comunidad, junto con Castilla-La

Mancha está incluida en el rango de FI entre 6 y 8. Las áreas donde FI toma valores nulos se extienden por regiones de clima oceánico, mediterráneo semiárido, mediterráneo litoral andaluz y los archipiélagos.

El FI muestra un comportamiento más homogéneo a lo largo del tiempo donde las heladas son más habituales, mientras que existe una mayor irregularidad interanual en aquellas regiones donde son menos frecuentes.

Tendencia en la evolución temporal del parámetro FI

La tendencia del parámetro FI se ha analizado a partir de las rectas de regresión significativas durante el periodo estudiado. Una pendiente positiva en esta recta indica un incremento de FI a lo largo del tiempo (incremento del número de heladas anualmente), mientras que una pendiente negativa indica una disminución del valor de FI y del número de heladas durante ese periodo. Estas tendencias pueden servir para comprender la evolución de las heladas en un futuro próximo.

La Figura 3 muestra la distribución espacial de las tendencias del FI. Éstas son positivas (pendientes ascendentes) en el 32,1% de los observatorios analizados. Éstos se concentran fundamentalmente en las áreas circundantes al Pirineo (Jaca, La Seu d'Urgell, Pamplona) y la Cordillera Cantábrica (Cervera de Pisuerga, Valderredible), más incluso que en cotas más altas (La Molina).

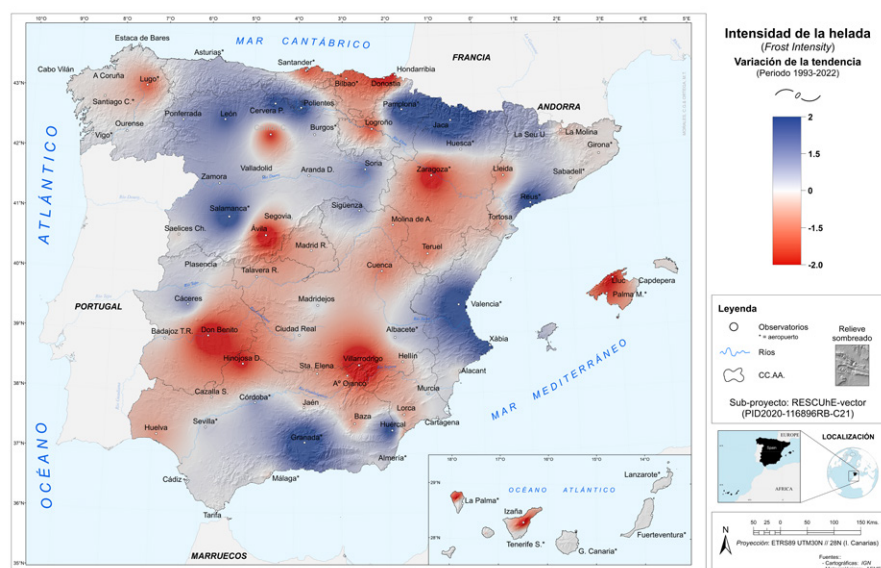


Fig.3.- Distribución geográfica de la variación de la tendencia del parámetro Índice de la Intensidad de la helada (FI). Ver imagen a color en la web.

Fig.3.- Geographical distribution of the trend variation of the parameter Frost Intensity index (FI). See color figure in the web.

Esta misma tendencia se advierte en buena parte de Castilla y León y muchos puntos periféricos de costa, tanto mediterránea como del norte de España. Estos últimos son observatorios con una fuerte irregularidad en la aparición de heladas y que condicionan bastante el carácter de la tendencia (la inclinación de la recta).

Por el contrario, gran parte del interior peninsular muestra una tendencia negativa (53,6% de los observatorios). Estas estaciones forman una diagonal desde la mitad sur de Extremadura/oeste de Andalucía a la depresión del Ebro pasando por Castilla-La Mancha (Cuenca, Hellín), Castilla y León (Carrión de los Condes, Ávila, Burgos, Valladolid) y Aragón (Molina de Aragón, Teruel). Igualmente se observa en el interior de Galicia (Lugo) y en el Cantábrico oriental (Santander, Bilbao, Donostia) y en las islas Canarias y Baleares (Fig. 3).

El 14% de las estaciones analizadas no muestran una tendencia clara, o la pendiente de la recta es muy baja y estadísticamente no es significativa (niveles de confianza inferiores a 95%).

En el período analizado se han detectado variaciones en el FI de hasta ± 2 puntos, lo que representa una horquilla de variación del 20% de diferencia entre unos observatorios y otros. Además, a nivel nacional existe un mayor peso de variaciones de la tendencia descendentes, o con pendientes nulas (el 67,9% de las estaciones analizadas), lo que indica una

tendencia general en todo el territorio nacional a la disminución en el número de heladas anuales y su intensidad.

Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran una alta variabilidad del riesgo de crioclastia en todo el territorio español. La distribución geográfica del riesgo por crioclastia puede variar ligeramente según el parámetro considerado. Los sectores con mayor riesgo son las áreas de montaña y sus áreas circundantes (más de 100 heladas al año, incluso en periodos estivales; $FI > 10$), seguidos de las regiones del interior peninsular, sobre todo de la cuenca del Duero y las cabeceras del Tago y Guadiana (> 60 heladas al año; $8 > FI > 6$). Las zonas con menor riesgo son las regiones de clima oceánico, las de clima mediterráneo litoral y semiárido (< 10 heladas de media anual) y ambos archipiélagos. Cuando se consideran transiciones hielo/deshielo con umbrales de temperatura más bajos (-6°C o -10°C), las zonas de mayor riesgo de crioclastia se concentran en áreas de montaña, media montaña circundante y áreas de clima mediterráneo de interior frío de la mitad septentrional de España.

En términos generales y atendiendo a los gráficos de evolución temporal de los parámetros, se observa una tendencia a la disminución del número de transiciones hielo/deshielo anuales. Sin embargo,

en el 32,1% de los observatorios analizados esta tendencia es creciente. Estas estaciones se ubican en áreas de media montaña entorno al Pirineo y la Cordillera Cantábrica (registrando un incremento más notable incluso que en las cotas más altas), así como en gran parte de Castilla y León. Estas tendencias pueden servir de modelo para anticipar la evolución del riesgo de crioclastia en España en un futuro próximo.

Contribución de los autores

CMR y TOV: metodología, edición, figuras, adquisición y análisis de datos, escritura y revisión del manuscrito; JMM: Estructura del trabajo, supervisión del trabajo; escritura y revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Esta publicación es parte de los proyectos de I+D+i PID2020-116896RB-C21 y PID2020-116896RB-C22, financiados por MCIN/AEI/10.13039/501100011033 (Ministerio de Ciencia e Innovación); y por el proyecto TEC-Heritage (TEC-2024/TEC 39) financiado por la Comunidad de Madrid (Programas de I+D en Tecnologías).

Referencias

- AEMET. Agencia Estatal de Meteorología (2010). *Guía resumida del clima en España*. https://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/guia_resumida_2010
- Alexandersson, H. y Moberg, A. (1997). *International Journal of Climatology* 17 25-34. <https://doi.org/b3r9vr>
- Brimblecombe, P., Grossi, C. y Harris, I. et al. (2011). En: *Survival and Sustainability. Environmental Earth Sciences* (H. Gökçekus, U. Türker y J. LaMoreaux, Eds). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-95991-5_20
- Grossi, C., Brimblecombe, P. y Harris, I. (2007). *Science of the Total Environment* 377. 273-281.
- Walder, J. y Hallet, B. (1985). *GSA Bulletin* 96(3): 336-346. <https://doi.org/cxfqtj>

Riesgos naturales asociados a la evolución geomorfológica reciente del promontorio travertínico de Letur (Prebético, Albacete)

Natural risks associated with the recent geomorphological evolution of the Letur travertine promontory (Prebetic, Albacete)

Mario Sánchez-Gómez^{1,2,3*}, David Sanz^{3,4}, Antonio M. Ruiz-Armenteros⁵, Fernando Pérez-Valera⁶, Jorge Delgado⁵ y Tomás Fernández^{2,5}

¹ Dpto. de Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén.

msgomez@ujaen.es.

² Laboratorio de Riesgos Naturales, CEAETEMA. Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén.

³ Instituto de Estudios Albacetenses "D. Juan Manuel" (IEA), c/ Tesifonte Gallego, 22, 02002 Albacete.

⁴ Dpto. Ing. Geológica y Minera, Universidad de Castilla la Mancha, 16071 Cuenca.

david.sanz@uclm.es.

⁵ Dpto. Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén.

amruiz@ujaen.es, jdelgado@ujaen.es, tfernan@ujaen.es

⁶ Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. 03080 Sant Vicent de Raspeig, Alicante.

fperez@ua.es

*Corresponding autor

ABSTRACT

On October 29, 2024, in the context of a DANA climate situation, a flood seriously affected part of the Letur's old town (Albacete, south Spain). Apart from the direct effects that involved six deaths and extensive damage, cracks and displacements of up to half a meter were observed in buildings and pavements in some sectors. The town is located on a travertine promontory with scarps of tens of meters, which advances on the edge of a Miocene basin filled in the Pliocene. There is cartographic evidence that the tuffaceous building is highly unstable and is subject to rapid geomorphological evolution, which is appreciable through InSAR techniques. This work constitutes a preliminary study of the factors that condition the evolution of the promontory and the interactions between floods, anthropic activity and geotechnical stability, which imply significant risks.

Key-words: Letur, Sierra del Segura, InSAR, slope movement, travertine promontory.

RESUMEN

El 29 de octubre de 2024, en el marco de una situación climática de DANA, una riada afectó gravemente a parte del casco histórico de la localidad albaceteña de Letur. Aparte de los efectos directos, que implicaron seis muertes y cuantiosos daños, se observaron grietas y desplazamientos de hasta medio metro en edificios y pavimentos de algunos sectores. El pueblo se emplaza en un promontorio travertínico con escarpes de decenas de metros, que avanza sobre el borde de una cuenca miocena, colmatada en el Plioceno. Se encuentran evidencias cartográficas de que el edificio tobáceo es altamente inestable y está sujeto a una rápida evolución geomorfológica, que es apreciable mediante técnicas InSAR. El presente trabajo constituye un estudio preliminar de los factores que condicionan la evolución del promontorio y de las interacciones entre las inundaciones, la actividad antrópica y la estabilidad geotécnica, que implican importantes riesgos.

Palabras clave: Letur, Sierra del Segura, InSAR, movimiento de ladera, promontorio travertínico.

Geogaceta, 78 (2025), 79-82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta113655>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2025

Fecha de revisión: 24/04/2025

Fecha de aceptación: 30/05/2025

Introducción

Dos riadas consecutivas en el marco de una DANA (Depresión Aislada en Niveles Altos) el pasado 29 de octubre de 2024 afectaron gravemente al casco antiguo del pueblo de Letur (Sierra del Segura, Albacete), causando seis muertes y cuantiosos daños materiales. Aunque no hay un cálculo oficial, estimaciones propias apuntan a que el cauce principal llevaba un caudal de más de 200 m³/s en cada una de las dos oleadas,

una al mediodía y otra al anochecer, que produjeron a su paso por las calles una modificación severa de su configuración. Una vez, pasado el primer momento de emergencia y asegurados los accesos, también se observaron grietas en edificios y pavimentos no afectados por la riada, así como asentamientos de calles que llegaron a alcanzar los 50 cm.

El casco antiguo de Letur (Fig.1) se sitúa en un lugar paisajísticamente privilegiado, un promontorio travertínico que se alza unos 100 m sobre el nivel promedio actual por erosión de una cuenca del Mioceno superior. Esta situación, que

le otorga su singularidad y atractivo, sin embargo, implica una alta susceptibilidad ante procesos de ladera.

Aunque tanto los movimientos de ladera como las inundaciones son riesgos conocidos por la población más anciana o inquieta, que describen un evento de envergadura similar en los años 40, la percepción social del riesgo se había ido perdiendo. Además, Letur incorpora cada vez más habitantes foráneos, que lo escogen como retiro o segunda residencia, pero sin un acervo de las experiencias de generaciones anteriores, lo que los vuelve más vulnerables.

Este trabajo supone los resultados preliminares de una investigación sobre los procesos de ladera que están modelando los escarpes tobáceos de Letur y cómo la riada ha afectado su evolución en tiempo real mediante observaciones satelitales y de campo. Pretendemos establecer un “punto de partida” del conocimiento geológico de la zona, al que no se le había prestado atención hasta ahora, como única forma de convivir con procesos geológicos activos y mitigar el riesgo.

Marco Geológico-Geomorfológico

La localidad de Letur se emplaza sobre un complejo travertínico desarrollado en una cuenca aluvial formada durante el Mioceno superior (Cuenca del Peralejo), cuyo relleno final se produjo en el Plioceno-Pleistoceno inferior (Jerez Mir, 1973). Posteriormente, la progresiva elevación de la región, seguida de un marcado encajamiento de la red fluvial, configura un sistema de drenaje que erosiona intensamente los materiales arcillosos y limosos de la Cuenca del Peralejo, debiendo salvar desniveles de más de 250 m respecto al nivel de base local, definido por el río Segura.

Durante la evolución del encajamiento regional, los sistemas travertínicos de la zona formaron distintos niveles de terrazas en los momentos favorables para su desarrollo, coexistiendo con los procesos aluviales y generando, a su vez, importantes escarpes durante su crecimiento. En las proximidades del pueblo,

el complejo tobáceo parece haberse desarrollado en dos etapas, formando terrazas a distintos niveles topográficos. El nivel superior constituye una amplia llanura donde predominan las facies de *lagoon*, alcanzando una extensión máxima de 2000 ha. En su borde, se ha formado un frente de cascadas de más de 3 km de longitud (Fernández et al., 2014), con desniveles que superan los 100 m. La terraza inferior es de menor tamaño, pero también presenta un frente con alturas de al menos 40 m. Ambos episodios de formación de edificios tobáceos se encuentran asentados sobre niveles de arcillas y limos con intercalaciones de areniscas de origen fluvial, pertenecientes a la Cuenca del Peralejo.

Actualmente, el arroyo de Letur, procedente del Calar de Incol, discurre sobre la terraza travertínica superior, proveniente de relieves estructurales del Cretácico Superior y Mioceno medio (Fig. 1), atravesando la parte alta de la localidad con claros signos de encajamiento. Al llegar al casco antiguo, situado en un promontorio travertínico de menor cota, el cauce principal lo debió atravesar originalmente por su parte central (calle Barranco). Sin embargo, el avance de las cabeceras de las cárcavas, formadas en los sedimentos mayoritariamente blandos infrayacentes, terminó por capturar el cauce principal, que ahora fluye normalmente por el este del promontorio, tras realizar un giro de 130° (Fig. 1). Por el oeste, existe un barranco similar que, de no mediar la intervención humana, debería actuar como aliviadero durante las avenidas. Los depósitos

travertínicos de Letur están íntimamente ligados al funcionamiento del arroyo de Letur desde sus inicios, como lo demuestran las intercalaciones de pasadas conglomeráticas de cantos gruesos entre las formaciones travertínicas (Sánchez-Gómez y Sanz, 2018).

La mayor parte de los travertinos de Letur pueden considerarse fósiles, existiendo algunos cuerpos aislados afectados por la vecina falla de Socovos en un periodo indeterminado del Plioceno (Pérez-Valera, 2022). Sin embargo, el edificio tobáceo principal sigue creciendo influido por la actividad humana. Las pérdidas de la red tradicional de riego y alimentación de molinos continúan precipitando travertinos con formaciones que han avanzado varios metros desde épocas históricas (Pérez-Valera, 2022).

Metodología

Se han utilizado dos metodologías principales: un clásico reconocimiento de campo y fotointerpretación sobre ortoimágenes y MDE, y un análisis InSAR (interferometría radar de apertura sintética).

Para determinar si la riada afectó a la estabilidad del promontorio travertínico, al que apuntaban las subsidencias y grietas de algunas calles, se realizó un análisis InSAR multitemporal (MT-InSAR) a partir de series temporales, concretamente de 59 escenas SAR capturadas entre el 1 de enero y el 31 de diciembre de 2024, tanto ascendentes como descendentes. Se utilizaron imágenes SAR de la banda C, provenientes del satélite Sentinel-1A del programa Copernicus, con una longitud de onda de aproximadamente 5,7 cm y una frecuencia de 5,3 GHz.

Se aplicó un procesado PS-InSAR (interferometría de retrodispersores permanentes/persistentes) para detectar píxeles coherentes individuales dentro de esos conjuntos de múltiples imágenes SAR con una línea de base temporal de un año. Este método es esencial para superar las limitaciones de la interferometría convencional DInSAR. El análisis de las imágenes SAR se realizó utilizando el software SARPROZ (Perissin y Wang, 2011) mediante una serie de etapas: aplicación de órbitas precisas, definición de los enlaces entre las imágenes (incluida la selección de imágenes principales y secundarias), cálculo del mapa de reflectividad y el Índice de Estabilidad de la Amplitud (ASI), definición de la máscara para

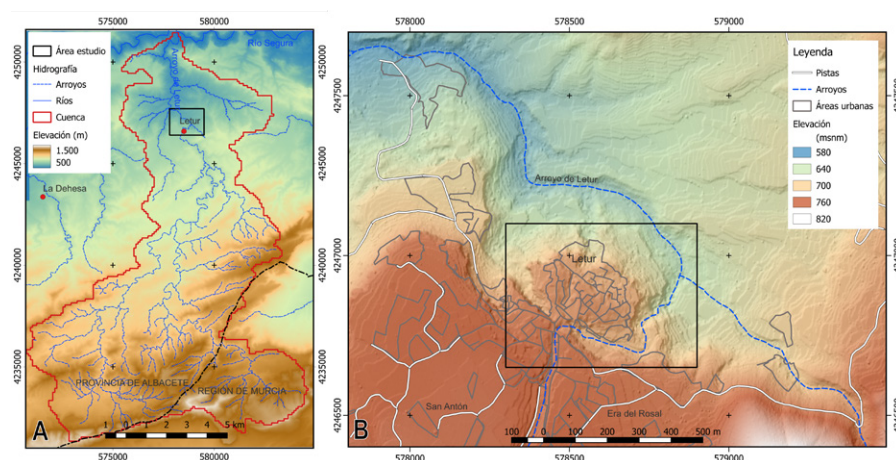


Fig. 1.- Situación orográfica de Letur. (A) Cuenca receptora del arroyo de Letur. (B) Promontorio sobre el que se asienta el casco antiguo de Letur. Nótese el giro de 130 grados producidos por la captura fluvial de una cárcava remontante. Recuadro indica posición Fig. 3. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geographic situation of Letur. (A) Catchment basin of the Letur stream. (B) Promontory on which the old town of Letur is located. Note the 130-degree turn produced by the fluvial capture of a rising gully. Box indicates position Fig. 3. See color figure in the web.

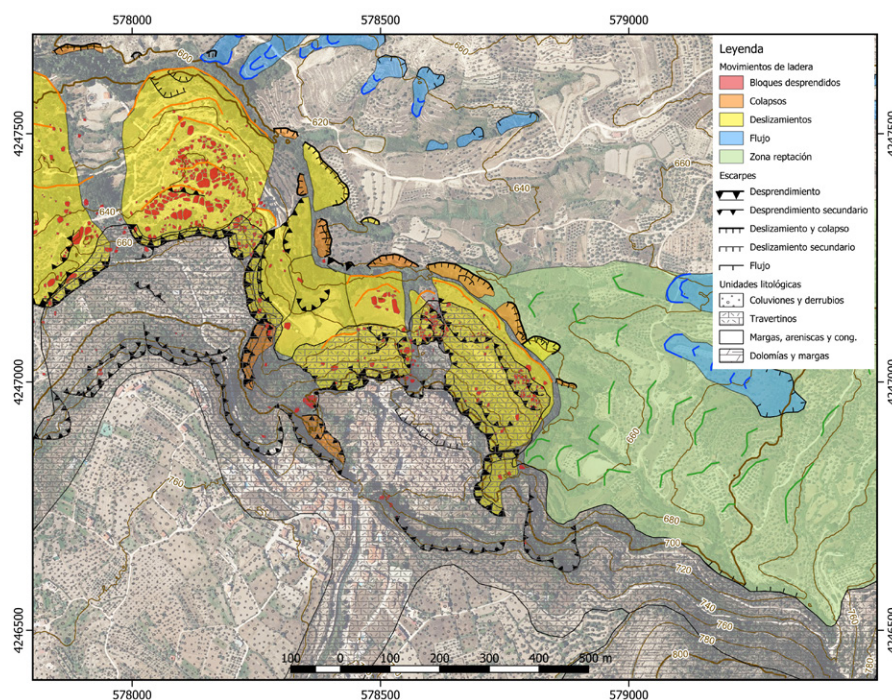


Fig. 2.- Inventario de movimientos de ladera en las proximidades del casco antiguo de Letur. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Inventory of slope movements near the old town of Letur. See color figure in the web.

la selección de puntos, geocodificación preliminar, procesamiento InSAR, análisis multitemporal, estimación y eliminación de los artefactos atmosféricos (APS) y generación de los mapas de velocidades y series temporales.

Inventario de movimientos de ladera

El inventario de movimientos de ladera y áreas inestables se muestra en la Figura 2. Se ha podido identificar la pre-

sencia de deslizamientos en el entorno más próximo de Letur, a pesar de estar ocasionalmente enmascarados por la presencia de los propios depósitos travertínicos. Los movimientos se originan en las lutitas de la cuenca miocena y ocasionan, además, el desprendimiento de bloques de travertinos desde el promontorio, por lo que los movimientos pueden considerarse en muchos casos complejos de desprendimiento-deslizamiento.

Justo al oeste del promontorio se ha identificado un deslizamiento con mayor desarrollo horizontal, que presenta un cuerpo bien formado en las margas y un gran número de bloques desprendidos del travertino por toda la masa movilizada.

Por otra parte, en una extensión más amplia se aprecian movimientos de tipo flujo como los que se producen en el sector norte y este. Se ha descrito un área de reptación general, en la que se diferencian localmente flujos en los tramos más margosos, que dejan escarpes más pronunciados en las areniscas o conglomerados.

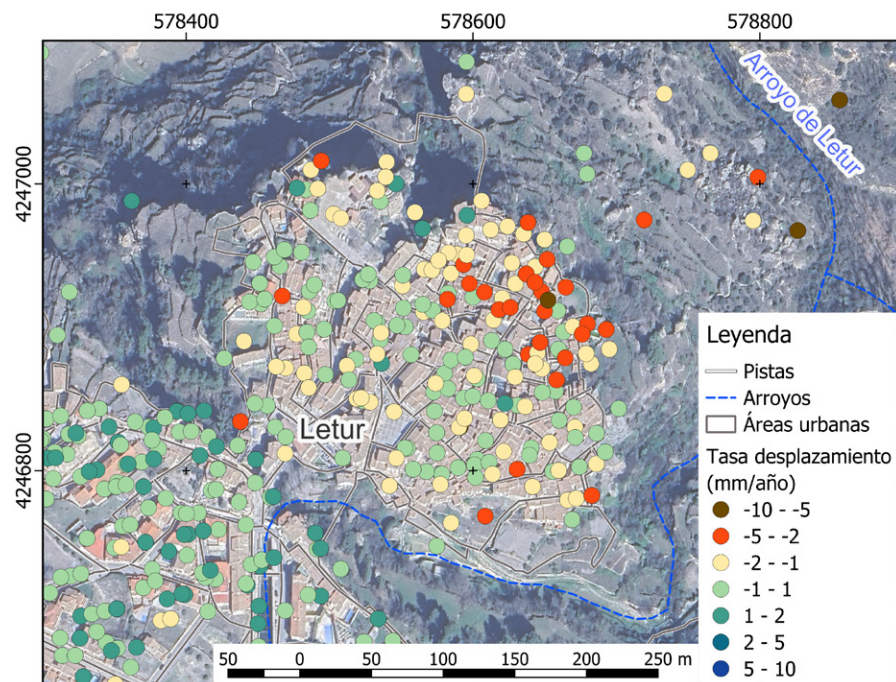


Fig. 3.- Mapa de velocidades medias (mm/a) en dirección line-of-sight (LOS) en el promontorio de Letur en el periodo analizado (enero a diciembre de 2024) obtenidas con PS-InSAR. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Mapa of mean velocities (mm/yr) in the line-of-sight (LOS) direction for the Letur promontory during the study period (January to December 2024), derived from PS-InSAR. See color figure in the web.

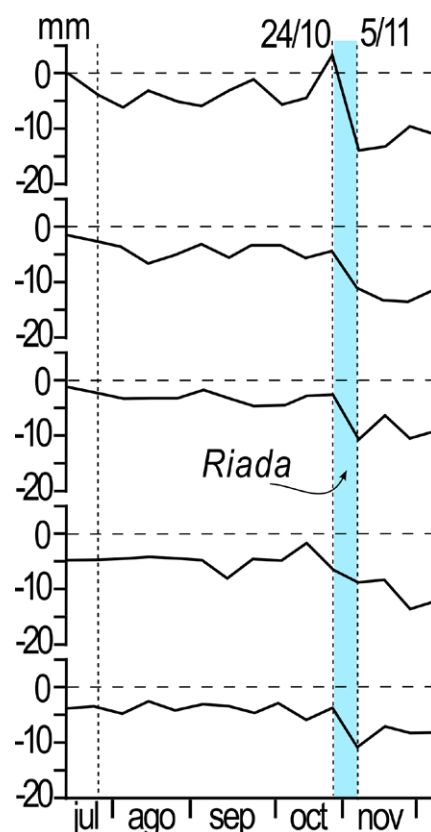


Fig. 4.- Detalle de la serie temporal a partir del análisis MT-InSAR entre julio y diciembre de 2025 en algunos puntos de la zona inestable del casco antiguo de Letur (en rojo Fig. 3). Ver figura en color en la web.

Fig. 4 Detail of the time series from the MT-InSAR analysis between July and December 2025 at some points in the unstable area of the Letur's old town (red points in Fig. 3). See color figure in the web.

Finalmente, se observan colapsos en la ribera del arroyo de Letur y sus tributarios, en los materiales margosos y las terrazas colgadas. En este sentido, escarpes con desprendimiento de bloques de travertinos de gran tamaño pueden formar parte de movimientos de mayor entidad.

Resultados InSAR

Los resultados del procesado PS-InSAR en el período de enero a diciembre de 2024 indican que el promontorio de Letur presenta una inestabilidad con deslizamientos del terreno de hasta 5 mm/a de forma continuada. La Figura 3 muestra cómo la zona inestable se encuentra al noreste de una línea que coincide con las calles que más deformación presentaron tras las inundaciones, situadas al pie de un pequeño desnivel.

El análisis efectuado en este trabajo muestra por su parte que el desplazamiento del sector noreste del promontorio seguía con una tasa similar. Sin embargo, tras las riadas se produce un desplazamiento marcado (Fig. 4) que se observa en la siguiente toma de imagen SAR (12 días después de la DANA). Dado el poco número de imágenes disponibles por lo reciente del fenómeno, no es posible determinar todavía si la tasa de deformación se mantiene, ha disminuido o aumentado.

Discusión y conclusiones

La cuenca de Peralejo, en la que se enclava el pueblo de Letur, está constituida por materiales que la han ido rellenando desde el Mioceno (margas y arenas) hasta el Cuaternario, con depósitos aluviales y travertínicos que continúan depositándose aún en la actualidad. En la zona se identifican un número importante de movimientos de ladera que afectan tanto a los materiales más arcillosos o arenosos (flujos y deslizamientos), como a los travertinos (desprendimientos de bloques). Muchos de ellos se producen en torno al contacto entre ambos materiales (permeable sobre impermeable con probable acumulación de agua) por lo que muchos de los movimientos pueden considerarse complejos. Sin embargo, la propia naturaleza irregular de los depósitos travertínicos hace que en muchos casos sea difícil la delineación de los movimientos, debido a la confusión entre la morfología de los distintos depósitos, además de la determinación del origen de los bloques. El caso más claro

morfológicamente es el deslizamiento al oeste del promontorio, que presenta un lóbulo bien formado en las margas y cuenta con un gran número de bloques desprendidos del travertino por toda la masa. En este caso, la morfología de la ladera superior hasta el límite del travertino hace pensar en una inestabilidad generalizada, que habrá que confirmar.

Más trascendente es el movimiento que afecta a la parte noreste del pueblo, en el que, a las evidencias morfológicas como el resalte topográfico marcado en la Figura 2, hay que añadir observaciones en superficie y los datos de InSAR. El desplazamiento continuo es del orden de 5 mm/a, pero la riada dobló, incluso triplicó, esta deformación en pocos días.

Las causas de este desplazamiento no pueden ser determinadas en esta investigación preliminar, pero pueden proponerse tres hipótesis que no son incompatibles entre sí: (1) una simple relajación del macizo rocoso paralela a los escarpes, como ocurre en otros edificios tobáceos con fuertes desniveles, (2) la inestabilidad geotécnica de las arcillas y limos lacustres presentes en la base de los escarpes frontales y que la erosión está exhumando, y (3) la presencia de grietas (simas) que han sido rellenadas antrópicamente.

Una prospección espeleológica en los años 80 puso de manifiesto la existencia de numerosas simas, muchas de ellas fracturas abiertas bajo el casco urbano que habían sido deficientemente rellenadas. No obstante, dada la extensión y uniformidad de la deformación (Fig. 3), las simas serían una consecuencia más, no la causa del desplazamiento.

En cualquier caso, la causa última de esta situación de inestabilidad generalizada sería esencialmente el fuerte encajamiento de la red fluvial en los sedimentos arcillosos de la cuenca del Peralejo. Además, no es descartable una erosión interna a través de las simas y fracturas durante la riada, lo que podría explicar el episodio de deformación intensa mostrado en la Figura 4. Hay que destacar en este sentido que, tras la riada, el curso del agua a lo largo del río se pierde entre los travertinos fracturados y reaparece en nuevas fuentes a techo de las arcillas.

Resumiendo, Letur, especialmente el casco antiguo, está emplazado en un complejo travertínico que puede considerarse activo. La aparente estabilidad de las últimas décadas ha sido puesta en evidencia por la riada. Es necesario, por tanto, una precisa caracterización de los

fenómenos geomorfológicos que controlan su evolución. Preconizamos que las labores de reconstrucción y de planificación urbana, ya comenzadas, tengan en cuenta estos procesos. Este trabajo ha identificado las posibles causas, pero es necesario un estudio sistemático tanto de índole geológico-geomorfológica como geomática, que confirme y cuantifique el peso de cada una de ellas en la inestabilidad.

Contribución de los autores

MSG y TF: Estructura del trabajo, figuras, coordinación y edición; DS, AMRA y FPV: metodología, investigación, análisis y adquisición de datos; JD: revisión del manuscrito y supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo no ha recibido ninguna financiación dedicada externa y ha podido realizarse a través de fondos no finalistas a disposición de los investigadores en sus respectivas instituciones y centros de trabajo, a saber: laboratorio de riesgos naturales del CEACTEMA de la Universidad de Jaén, Universidad de Castilla-La Mancha y Universidad de Alicante. Agradecemos al Ayuntamiento de Letur y todos sus integrantes, su total apoyo cuando ha sido requerido. Cuatro revisores anónimos han mejorado sensiblemente la versión inicial del manuscrito

Referencias

- Fernández, A., Fidalgo, C., García del Cura, M.A., González J.A., Ordóñez, S. y Vázquez Navarro, J. (2014). En: *Las Tobas en España* (J.A. González y M.J. González Amuchastegui, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología, Badajoz, 267-284.
- Jerez-Mir, L. (1973). *Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada. 749 p.
- Pérez-Valera, L.A. (2022). *Reporto de la deformación en el sector septentrional del Arco de Cazorla*. Tesis Doctoral, Univ. de Jaén, 163 p.
- Perissin, D., Wang, T. (2011). *Repeat-pass SAR interferometry with partially coherent targets*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 50, 271-280.
- Sánchez-Gómez y Sanz. (2018). *Colección Geología (Albacete)*, 12p.

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOGACETA (2025)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 77

Authors index for Volume 77

Achbaro, Ayoub	31-34	García-García, Arturo	51-54		3-6; 31-34; 99-102
Amine, Afaf	3-6; 31-34; 99-102	García-Meléndez, Eduardo	55-58	Murelaga, Xabier	79-82; 83-86
Arenas, Concha	83-86	Gil Imaz, Andrés	91-94	Naranjo Fernández, Nuria	59-62
Arniz Mateos, Rosa	79-82	Gil Peña, Inmaculada	91-94	Navarro Reyes, Francisco Bruno ...	67-70
Ayala, Concepción	47-50; 51-54	Gil-Ortiz, Marc	43-46	Oliva-Urcia, Belén	7-10; 91-94
Babault, Julien	75-78	Giménez, Reyes	71-74	Ouargaga, Ali	3-6
Baceta, Juan Ignacio	83-86	González-Sampériz, Penélope ...	87-90	Pascual, Ana	83-86
Bakker, Wim	55-58	Guiting, Hou	23-26	Piña-Varas, Perla	51-54
Baqués, Vinyet	95-98	Gutiérrez-Zugasti, Igor	79-82	Pla-Rabés, Sergi	87-90
Barnolas Cortina, Antonio	39-42	Haddane, Rida	3-6; 31-34; 99-102	Playà, Elisabet	95-98
Bartolomé, Miguel	71-74	Hernaiz Huerta, Pedro Pablo ...	75-78	Pueyo Morer, Emilio L.	
Beamud, Elisabet	27-30; 35-38	Higuero, Gustavo	19-22		27-30; 47-50; 91-94
Bellido, Eva	27-30	Izquierdo-Llavall, Esther	47-50	Rey-Moral, Carmen	51-54
Belmonte-Ribas, Ánchel	71-74	Jiménez Bonilla, Alejandro	63-66	Ripoll Morales, María Ángeles ...	67-70
Bentué Lalueza, Lorena	15-18	Jódar Bermúdez, Jorge	59-62	Rodríguez García, Augusto	75-78
Bernaola, Gilen	27-30	Khouya, Toufik	3-6	Rodríguez, Indira	55-58
Bielsa, Mario	71-74	Larena, Zuriñe	83-86	Rodríguez-Lázaro, Julio	83-86
Brusset, Stéphane	91-94	Larrasoana, Juan C.	27-30	Rodríguez-Rodríguez, Miguel ...	63-66
Cabello López, Patricia	43-46	Larraz, Mariano	83-86	Román Berdiel, Teresa	15-18
Calvín, Pablo	27-30	Lázaro-González, Raúl	11-14	Rúa-Alkain, Eider	43-46
Cantarero, Irene	95-98	Liao, Jau-Chyn	91-94	Rubio, Félix	51-54
Carola, Eloi	95-98	Liesa, Carlos L.	7-10; 11-14	Saadi, Mohamed	31-34; 99-102
Casas Sainz, Antonio		López-Blanco, Miguel		Salgado, Iban	47-50
.....	11-14; 15-18; 19-22 39-42; 91-94		35-38; 43-46; 95-98	Sanjuan, Josep	83-86
Cazenave, Gerard	71-74	López-Moreno, Juan Ignacio ...	87-90	Scholger, Robert	27-30
Clariana, Pilar	47-50; 51-54	Luque-Espinar, Juan Antonio ...	67-70	Sierra Campos, Pablo	27-30
Coll, Miquel	95-98	Luzón, Aránzazu	27-30	Simón-Muzás, Ana	19-22
Costa Gisbert, Elisenda	35-38	Ma, Ming	35-38	Soto, Ruth	23-26; 47-50; 51-54
Cruset, David	95-98	Margalef, Aina	47-50	Souquet, Pierre	91-94
Cruz, Juncal A.	55-58	Marín Pérez, Miquel Ángel	35-38	Suárez Rodríguez, Ángela	75-78
Cuevas Martínez, José Luis	43-46	Martínez-Caro, Marina	63-66	Suárez-Bilbao, Aitziber	79-82
El Amrani, Mohamed	99-102	Martín-León, Juliana	51-54	Taher, Morad	99-102
El Ouardi, Hmidou	3-6	Martos Rosillo, Sergio ...	59-62; 67-70	Toyos, José María	75-78
Espín de Gea, Antonio	55-58	Mata, M ^a Pilar	27-30	Travé, Anna	95-98
Fernández Lozano, Javier	75-78	Mochales López, Tania		Valenzuela-Ríos, José I.	91-94
Ferrer-Julíá, Montserrat	55-58		39-42; 47-50; 51-54	Vidaller, Ixeia	87-90
Fujioka, Toshiyuki	87-90	Montes, Manuel	27-30	Viseras, César	43-46
Gamisel-Muzás, África	51-54	Moreno, Ana	71-74; 87-90	Xiang, Li	25-26
García Ibaibarriaga, Naroa	79-82	Mouljebouj, Soukaina		Yeste, Luis Miguel	43-46

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOGACETA (2025)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 78

Authors index for Volume 78

Acosta Pérez, Natasha	43-46	Galofré Penacho, Marcel-Saïd ...	15-18	Moreno-Azanza, Miguel	71-74
Alcalde-Aparicio, Sara	67-70	García-Entero, Virginia	51-54	Naranjo Fernández, Nuria	27-30
Aguilera, Héctor	27-30	García-Moreno, Alejandro	63-66	Navarro Pedreño, José	35-38
Albalat Vázquez, David	19-22	García Veigas, Javier	47-50	Nieto, Luis M.	7-10
Almagro Gorbea, Martín	55-58	Gasca, José Manuel	71-74	Ortega Villazán, M. ^a Teresa ...	75-78
Ancochea, Eumenio	59-62	Gavilán Sanz, Francesc	19-22	Parra Muñoz, Inés de la	15-18
Artiaga Torres, David	47-50	Gibert Beotas, Luis	47-50	Pereira, Inés	67-70
Barrio, Marta	67-70	Gil, Diego	63-66	Perucha, María Ángeles	55-58
Benavente García, David	51-54	Gil Ortiz, Marc	3-6	Pérez-Vizcaíno, Pablo	39-42
Berrezueta, Edgar	43-46	González Ramón, Antonio	23-26; 27-30	Pérez-Valera, Fernando	79-82
BlancoQuintero,IdaelFrancisco...	51-54	González Sánchez, Marta	23-26	Roces Heres, Sara	43-46
Bonomo, Davide	35-38	Hidalgo-Sanz, Jerome	71-74	Rodríguez, Indira	67-70
Cabello, Patricia	3-6	Huertas, María José	59-62	Rodríguez Estrella, Tomás	23-26
Calaforra Chordi, José María ...	23-26	Jordá, Juana D.	35-38	RodríguezPascua,MiguelÁngel...	55-58
Campos Gómez, Marina	51-54	Jordán, Manuel M.	35-38	Ronda, Juan Leandro	23-26
Cendón, Dioni I.	47-50	Maíllo Pérez, Juan	71-74	Ruiz-Armenteros, Antonio M. ...	79-82
Chicharro, Nicolás	59-62	Márquez, Álvaro	59-62	Rua Alkain, Eider	7-10
Colombo Piñol, Ferran	19-22	MarazuelaCalvo,MiguelÁngel...	15-18	Sánchez Gómez, Mario ...	63-66; 79-82
Córcoles, Alberto	63-66	Marín Carrillo, Irene María	31-34	Sánchez Guerra, Juan Antonio ...	3-6
Cruz, Juncal	67-70	Marín Lechado, Carlos	27-30	Santisteban Bové, Carlos de	11-14
Delgado, Jorge	79-82	Martínez Martínez, Javier	51-54; 55-58; 75-78	Sanz, David	63-66; 79-82
Delgado Huertas, Antonio	15-18	Martos Rosillo, Sergio ...	27-30; 31-34	Tent-Manclús, José Enrique ...	35-38
Dountcheva, Iordanka	63-66	Mediato Arribas, José Francisco	51-54; 55-58	Trigueros-Ramos, Luis	63-66
Errea, Paz	15-18	Melero, Juan	23-26	Valero Garcés, Blas Lorenzo	15-18
Faur, Florin	67-70	Molina Cámara, José Miguel ...	7-10	Vélez Upegui, Jorge Julián	31-34
Fernández Ayuso, Ana	27-30	MolinaHerrera,AntonioJaime...	31-34	Viseras, César	3-6
Fernández-Canteli, Paula	43-46	Morales Rodríguez, Carlos	75-78	Yeste, Luis Miguel	3-6
Fernández-Soler,JuanManuel...	39-42			Zakaluk, Thomas	27-30
Fernández,Tomás.....	79-82				
Ferrer-Julia, Monserrat	67-70				

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA **GEOGACETA (2025)**

REVISORES CIENTÍFICOS, VOLUMENES 77 y 78 *Scientific Reviewers for Volumes 77 and 78*

Manuel Abad (Universidad Rey Juan Carlos)
Carmen María Aguilar Gil (Universidad de Barcelona)
Agustina Ahijado Quintillán (Universidad de La Laguna)
José Miguel Andreu Rodas (Universidad de Alicante)
Josu Aranbarri (Universidad del País Vasco)
Pau Arbues Cazo (Universidad de Barcelona)
Anna Arizzi (Universidad de Granada)
Merixell Aulinas Junca (Universidad de Barcelona)
José Miguel Azañón Hernández (Universidad de Granada)
Antonio Azor (Universidad de Granada)
Daniel Ballesteros (Universidad de Cantabria)
Diego Baragaño (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Elisabeth Beamud (Universidad de Barcelona)
José Benavente Herrera (Universidad de Granada)
María Isabel Benito (Universidad Complutense de Madrid)
José María Bodoque del Pozo (Universidad de Castilla-La Mancha)
Pere Busquets Buezo (Universidad de Barcelona)
María Luisa Calvache (Universidad de Granada)
Jon Camuera (Universidad Complutense de Madrid)
José Manuel Castro Jiménez (Universidad de Jaén)
Alejandro Cearreta (Universidad del País Vasco)
Pilar Clariana García (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Juan Ramón Colmenero (Universidad de Salamanca)
José Cuervas Mons (Universidad de Oviedo)
Francesco Dela Pierre (Università degli studi di Torino)
José Delgado (Universidad de Alicante)
David Domínguez Villar (Universidad de Salamanca)
Irene de Felipe (Universidad de Salamanca)
Ana Fernández Ayuso (Universidad Autónoma de Madrid)
Pedro Angel Fernández Mendiola (Universidad del País Vasco)
Jorge P. Galve (Universidad de Granada)
Miguel Garcés (Universidad de Barcelona)
Natalia García Bravo (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas)
Fernando García García (Universidad de Granada)
Emilia García Romero (Universidad Autónoma de Madrid)
Albert García Sellés (Institut Català de Paleontologia Miquel Crusafont)
Fernando Gázquez Sánchez (Universidad de Almería)
Marc Gil Ortiz (Universidad de Barcelona)
Enrique Gomez Rivas (Universidad de Barcelona)
Luis González Menéndez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Antonio González Ramón (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Rodolfo Gozalo Gutiérrez (Universidad de Valencia)
Carolina Guardiola (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Joan Guimerá (Universidad de Barcelona)
Rachid El Hamdouni Jenoui (Universidad de Granada)
Said Hinaje (Université Sidi Mohammed Ben Abdellah)
Pedro Huerta (Universidad de Salamanca)
Clemente Irigaray Fernández (Universidad de Granada)
Tatiana Izquierdo Labraca (Universidad Rey Juan Carlos)
Esther Izquierdo Llavall (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)

Antonio Jabaloy (Universidad de Granada)
Alejandro Jiménez Bonilla (Universidad Pablo de Olavide)
Rosario Jiménez Espinosa (Universidad de Jaén)
Jorge Jódar (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Concepción Lázaro Calisalvo (Universidad de Granada)
Carlos L. Liesa (Universidad de Zaragoza)
Alicia López Carmona (Universidad Complutense de Madrid)
Manuel López Chicano (Universidad de Granada)
Juan Manuel López García (Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social)
Vicente López Sánchez-Vizcaíno (Universidad de Jaén)
María Aránzazu Luzón Aguado (Universidad de Zaragoza)
Javier Martín Chivelet (Universidad Complutense Madrid)
Fidel Martín González (Universidad Rey Juan Carlos)
Blanca Martínez (Universidad del País Vasco)
Sergio Martos (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Mónica Meléndez Asensio (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Enrique Merino Martínez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Manuel Jesús Montes Santiago (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Francisco Moral Santos (Universidad Pablo de Olavide)
Matías Mudarra Martínez (Universidad de Málaga)
Belén Oliva Urcia (Universidad de Zaragoza)
Oriol Oms Llobet (Universidad Autónoma de Barcelona)
David Orejana García (Universidad Complutense de Madrid)
José Eugenio Ortiz Menéndez (Universidad Politécnica de Madrid)
David Parcerisa (Universitat Politècnica de Catalunya)
Josep Pares (Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana)
Antonio Pedrera (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Leire Perales Gogenola (Universidad del País Vasco)
Isabel Emma Quijada (Universidad de Oviedo)
Isabel Rábano (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Asunción Riaza (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Teresa Román Berdiel (Universidad de Zaragoza)
Francisco Ruiz (Universidad de Valencia)
Elisa Sánchez Moreno (Universidad de Burgos)
Pablo Santolaria (Universidad de Barcelona)
David Sanz Martínez (Universidad de Castilla-La Mancha)
Fernando Sola Gómez (Universidad de Almería)
Ana Rosa Soria de Miguel (Universidad de Zaragoza)
Jesús Soria Mingorance (Universidad de Alicante)
Ruth Soto (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Mercedes Suárez Barrios (Universidad de Salamanca)
Sara Torres López (Universidad Autónoma de Madrid)
Angela Vallejos Izquierdo (Universidad de Almería)
Néstor Vegas (Universidad del País Vasco)
Gerardo de Vicente (Universidad Complutense de Madrid)
Juan José Villalaín (Universidad de Burgos)
César Viseras Alarcón (Universidad de Granada)

NORMATIVA PARA LA PRESENTACIÓN DE MANUSCRITOS

Introducción

GEOGACETA es una revista de periodicidad semestral en la que se publican artículos cortos, ORIGINALES E INÉDITOS, no presentados simultáneamente a otra publicación, cuyos contenidos abordan cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra, y particularmente de la Geología. Los artículos publicados en GEOGACETA se caracterizan por mostrar los últimos avances científicos en Ciencias de la Tierra, presentando para ello datos originales correspondientes a observaciones de campo, datos elaborados en gabinete, datos experimentales (obtenidos en laboratorio y campo), modelización analógica y matemática, y todo ello a distintas escalas de observación.

Los artículos publicados en GEOGACETA han sido necesariamente presentados en las Sesiones Científicas de la Sociedad Geológica de España (SGE). Quienes deseen presentar una comunicación en una Sesión Científica de la SGE deberán acceder a la dirección web de la revista, dentro del Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). En dicho portal existen instrucciones concretas sobre el procedimiento a seguir. Todo el proceso de gestión editorial del manuscrito se hace a través de Internet. Por acuerdo del Consejo Asesor de fecha 25 de octubre de 2012, las fechas límite para la recepción de manuscritos serán las del 1 de febrero y 1 de julio para las sesiones científicas de mayo y noviembre, respectivamente. Una vez completado el proceso de remisión electrónica correctamente, uno de los autores -aquel que se identifica como responsable de la correspondencia electrónica- recibirá un mensaje electrónico. En caso de que el proceso de remisión se complete con posterioridad a las respectivas fechas límite, o bien, si ya se hubieran recibido previamente más de cincuenta manuscritos para la sesión, el trabajo en cuestión quedará registrado para la siguiente sesión científica.

Las comunicaciones deberán ir firmadas por algún Miembro de la Sociedad Geológica de España y serán presentadas por alguno de los firmantes del trabajo. Cada Miembro de la Sociedad puede presentar un máximo de dos comunicaciones en cada sesión científica, y aquellos que no sean miembros de la Sociedad solo podrán presentar una única comunicación.

Protocolo editorial

Los manuscritos serán remitidos en un documento estándar (plantilla de referencia) que deben utilizar los propios autores. La citada plantilla está disponible en la Web de la revista (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los manuscritos estarán redactados en castellano o en inglés. La extensión máxima del trabajo no podrá sobrepasar la equivalente a 4 (cuatro) páginas impresas de GEOGACETA, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas, tal y como aparece en la plantilla de referencia. De manera orientativa se informa que una página impresa de GEOGACETA viene a contener unos 6000 (seis mil) caracteres (letras y espacios entre palabras). Los autores deben rellenar un formulario declarando que los datos presentados son originales y no han sido publicados previamente. Los autores deben proponer cinco revisores científicos (referees), indicando de cada uno de ellos: nombre y apellidos, filiación institucional, dirección postal y e-mail. Los manuscritos serán revisados, al menos, por dos investigadores que sean especialistas en la temática del manuscrito.

Los Editores de GEOGACETA se encargarán de gestionar la revisión de los manuscritos recibidos a través de la plataforma RECYT (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los Editores cuentan con los miembros del Consejo Científico y aquellos otros investigadores que por su prestigio puedan actuar como revisores de los manuscritos recibidos. Cada año se publicará en el número del segundo semestre la relación de revisores. Cada manuscrito será revisado, al menos, por dos revisores -inicialmente anónimos- que, en al menos el 90% de los casos, no pertenecerán al Consejo Asesor. Quedará a criterio del revisor identificarse si así lo quiere. Una vez se disponga de los informes de los especialistas (revisores científicos) los Editores emitirán una primera decisión sobre el manuscrito y enviarán a los autores todos los formularios y comentarios que se han hecho sobre el propio manuscrito, incluidos los de los propios editores. Los autores dispondrán de al menos quince días para hacer las modificaciones oportunas y justificar mediante un informe precep-

tivo los cambios introducidos en el manuscrito y las posibles discrepancias con las opiniones expresadas por los revisores. Recibidos dichos documentos los Editores podrán solicitar un nuevo proceso de revisión del manuscrito. Con los nuevos manuscritos e informes, los Editores elevarán un informe al Consejo Asesor (integrado por los miembros de la Junta de Gobierno de la SGE), quienes estimarán finalmente la conveniencia o no de la admisión del manuscrito correspondiente. El Consejo Asesor se reunirá al menos dos veces al año. El manuscrito quedará definitivamente aceptado una vez haya sido presentado en una Sesión Científica de la SGE (la fecha de aceptación del manuscrito coincidirá con la fecha de celebración de la citada sesión). En caso de la no admisión de un manuscrito este le será devuelto al autor con una breve nota explicativa de las razones que justifican tal decisión. El no cumplimiento de la normativa expuesta para la preparación del manuscrito (ver más adelante) será motivo suficiente para la no admisión del mismo.

En la fase final, previamente a la aceptación definitiva del manuscrito, para asegurar la calidad óptima de todas y cada una de las partes del artículo, se remitirá a los Editores de manera independiente además de la plantilla, el texto del manuscrito en un documento de Word convencional y cada una de las figuras y tablas. Los ficheros de imagen, con resolución suficiente (600 ppp en su tamaño de impresión), se facilitarán en los siguientes tipos de formato: TIFF o JPG.

El Comité Científico de GEOGACETA, a través del Consejo Asesor, ofrece la posibilidad de publicar comentarios a los artículos publicados, que quedarán incluidos en la sección "GEOGACETA DEBATE". Los comentarios tendrán una extensión máxima de una página impresa (6000 caracteres) e irán seguidos de una réplica de los autores, también con una extensión máxima de una página. El procedimiento de envío de comentarios y réplicas se hará a través de Web de la revista.

Derechos de autor y difusión de los trabajos

Los derechos de autor (*Copyright*) de todos los artículos publicados en Geogaceta pertenecen a los autores. Los autores concede a la Sociedad Geológica de España el derecho de la primera publicación, y concede de manera no exclusiva la distribución de la versión final del trabajo en cualquier formato (digital o impreso). También ceden de manera no exclusiva los derechos comerciales a la SGE, en concreto para la distribución de la versión impresa de GEOGACETA. Estos artículos se publican bajo la licencia Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/), que permite copiar, transformar el trabajo, pero si se distribuye transformándolo, el nuevo trabajo debe distribuirse bajo la misma licencia, y nunca con propósitos comerciales, al tiempo que se reconoce la autoría y la publicación original en GEOGACETA. Por lo tanto, los autores tienen derecho a publicar su trabajo en línea (auto-archivo), una vez se haya publicado en la web de GEOGACETA, de la Sociedad Geológica de España.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o rellenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- a) Título / Title.** Breve e informativo.
- b) Autores/as:** Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores. Se debe indicar con un * el *corresponding author* ((poner en cursiva corresponding author))
- c) Abstract y Resumen:** Los artículos incluirán un «Abstract» en inglés y un Resumen, ambos contendrán la misma información, y deberán dar una idea clara del contenido y conclusiones de la comunicación. La extensión máxima del abstract no debe ser superior a 200 palabras. La extensión máxima del resumen no debe ser superior a 200 palabras. En el abstract/resumen no pueden incluirse referencias.
- d) Key Words y Palabras Clave:** Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- e) Texto principal:** Su estructura general constará de un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de éstos y conclusiones. Las tablas y figuras deberán estar distribuidas de manera coherente a lo largo del texto, y siempre de acuerdo con la plantilla

de referencia.

f) Contribución de los autores: Para artículos con varios autores se indicará en este apartado, después de cada apellido de los autores, las tareas realizadas por cada uno utilizando las siguientes actividades o campos en los que se contribuye: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, supervisión.

g) Agradecimientos: Se debe hacer referencia expresa a las fuentes de financiación: "El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos REFERENCIA, REFERENCIA, de... (indicar institución que financia), por la beca (indicar institución y autor beneficiario)". Si no se ha recibido financiación alguna, se debe incluir una frase del siguiente tipo: La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Además, El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores identificados o anónimos.

h) Referencias: Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 20 referencias. En cada una de las referencias se omitirá el título del trabajo en el caso de artículos en revistas o en libros de actas y comunicaciones de Reuniones y Congresos. Véase los ejemplos siguientes:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. y Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. y Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.

Importante: Las referencias que dispongan de DOI, deberá indicarse el DOI con un enlace debajo de cada referencias: <https://doi.org/...> Para buscar el DOI de un trabajo se puede utilizar la siguiente Web de Crossref: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

Si el trabajo es muy extenso (máx. 4 pág.), es conveniente abreviar la dirección del DOI. Para generar una dirección del DOI abreviada, se puede hacer en la siguiente Web: <https://shortdoi.org/>

i) *Tablas*: Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

j) *Figuras y fotografías*: Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábica. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc. para conseguir una calidad óptima. El tipo de letra y tamaños aconsejados para la realización de las figuras está indicado en la plantilla que puede descargarse en la Web de la revista. Si una figura se compone a su vez de otras figuras y/o fotografías, cada una de ellas debe nombrarse con una letra mayúscula, empezando por la letra A y siguientes letras en orden alfabético.

Existe la posibilidad de publicar todas las páginas en color del manuscrito (no se publican páginas sueltas). Cuando los autores devuelvan las pruebas de imprenta corregidas deben solicitar la impresión en color del manuscrito y asumir el importe correspondiente. También se contempla incluir páginas dobles o desplegables (DIN A3), cuyo costo suplementario también será asumido por los autores. En estos casos será imprescindible contactar previamente con los Editores.

k) *Pies de tablas, figuras y fotografías*. Deberán presentarse en castellano y en inglés, tal y como se indica en la plantilla de referencia.

Presentación de los manuscritos y Sesiones Científicas de la SGE

La presentación de las comunicaciones en las Sesiones Científicas se llevará a cabo mediante la combinación expositiva del texto principal del manuscrito y la proyección de las figuras que lo ilustran. En ningún caso el tiempo de exposición superará los 10 (diez) minutos de duración. Después de cada presentación los asistentes pueden interpelar y debatir con los autores por un tiempo limitado de 5 minutos.

Montaje y composición de los artículos

Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, previamente los Editores habrán revisado unas pruebas preliminares, las cuales también se hacen llegar a los autores. Solo se aceptarán modificaciones formales sobre las pruebas de imprenta. Los autores deben devolver las pruebas de imprenta en el plazo de siete días. Se contempla la posibilidad de suministrar separatas de los trabajos publicados. Podrán solicitarse con cargo a los autores, al precio que fije la imprenta y previo pago de las mismas, incluidos los gastos de envío. Para más información consultar al Editor.

Más Información

Para una información más detallada consultar la normativa e instrucciones para autores en la Web de la revista: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

GUIDE TO MANUSCRIPT SUBMISSION AND PREPARATION

GEOGACETA is a biannual journal in which short, original manuscripts are published. It includes articles, previously unpublished or not submitted simultaneously to another journal, on all aspect of Earth Sciences, mainly on Geology. Articles published in GEOGACETA are characterized by displaying the latest scientific advances in Earth Sciences based on filing original data corresponding to field observations, laboratory and experimental data, and analogical and mathematical modeling, all at different scales of observation.

Articles published in GEOGACETA must necessarily be presented at a Scientific Session of the Sociedad Geológica de España/Geological Society of Spain (SGE). Those wishing to present a paper at a scientific meeting of the SGE should access the website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. You can also access through the link on the SGE website (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). In this webpage there are specific instructions on how to proceed in the submission. The editorial management process for publishing the manuscript is done through the Internet. By agreement of the Advisory Board dated October 25, 2012, deadlines for receipt of manuscripts will be February 1 and July 1 for the scientific sessions in May and November, respectively. After completing the electronic submission process, the corresponding author will receive an email with the manuscript title, authors and reception date. If the submission process is completed after the deadline or if more than fifty manuscripts have been previously received for the corresponding session, the work will be registered for the next scientific session.

Manuscripts must be signed by at least one member of the SGE, and will be presented by one of the co-authors. Members of the SGE may submit up to two manuscripts in each scientific session, and those who are not members may only submit one.

Preparation of manuscript

In the reference template, available on the web, you must complete each of the following sections:

a) *Título / Title*. Brief and informative.

b) *Authors*: Full name, full postal address and e-mail for all authors. It is necessary to indicate with an * the corresponding author.

c) *Resumen / Abstract*: Articles should include a «Resumen» in Spanish and an Abstract, both containing the same information. They should be an informative summary that provides pertinent details of the research and conclusions. The resumen/abstract should not exceed 200 words. The resumen/abstract should not include references.

d) *Palabras Clave / Key Words*: Maximum of 5 keywords in Spanish (palabras clave) which should be the same as in English (keywords).

e) *Main text*: Its overall structure will consist of introduction, results, discussion and conclusions. Tables and figures should be distributed consistently throughout the text, and always in accordance with the reference template.

f) *Author contributions*: For articles with several authors, this section should indicate, after each surname, the tasks performed by each author using the following activities or fields in which he/she contributes: Structure of the paper, methodology, data acquisition, editing, figures, manuscript revision, research/analysis, coordination, supervision.

g) *Acknowledgements*: Express reference should be made to the sources of funding: "This work has been financed by the projects REFERENCE, REFERENCE, of... (indicate funding institution), by the grant (indicate institution and beneficiary author)". If no funding has been received, a sentence of the following type should be included: The present research has not received specific support from public sector agencies, commercial sector or non-profit organizations. Also add a text expressly citing personal acknowledgements and those to the identified or anonymous reviewers.

h) *References*: They should be sorted alphabetically by authors. For manuscripts headed by the same author, the reference order will be the following: first, the papers by a single author and sorted chronologically; secondly, the

manuscripts signed by 2 authors and first sorted alphabetically and, in the case of publications with the same co-authors, in chronological order; finally, the manuscripts signed by more than 2 authors sorted chronologically. In the case of journal articles, and abstract books of Meetings and Conferences, the title of the manuscript will be omitted. See the following examples:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. and Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. and Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. and Tortosa, A. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend and C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME. 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. PhD. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

Note: References with a DOI should indicate the DOI with a link under each reference: <https://doi.org/...>. To search for the DOI of a work you can use the following Crossref Web: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

If the paper is very long (max. 4 pages), it is convenient to abbreviate the DOI address. To generate an abbreviated DOI address, you can do it on the following website: shortdoi.org

i) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.

j) *Figures*: They should be numbered consecutively with Arabic numerals. All maps must contain a scale and geographic coordinates, and those figures and photographs deemed necessary must also contain a graphic scale. Authors should ensure the readability of each figure inserted in the reference template. For the design of the figures should be taken into account the maximum box size of the GEOGACETA pages (240 x175 mm), which in turn are divided into three columns. It is important to correctly choose the stroke widths of lines, text size, drawing pattern, etc., for optimum quality. The font type and size recommended for the realization of the figures is indicated on the template, which can be downloaded from the <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. If a figure consists in turn of other figures and/or photographs, each must be named with a capital letter, beginning with the letter A and following letters in alphabetical order. Publish all of the manuscript pages in colour is possible (loose pages are not published in colour). When authors submit print proofs, they must apply colour printing of the manuscript and assume the corresponding amount. The inclusion of double or foldout pages (DIN A3) is also provided, whose extra cost should be also assumed by the authors. In these cases it is necessary to contact the editors previously.

k) *Figure and table captions*. They must be written in English and Spanish, as indicated in the reference template.

Editorial process/protocol

Manuscripts should be submitted using the reference template. This template is available in the website of the journal. Manuscripts should be written in Spanish or English. The maximum extent of work may not exceed the equivalent of 4 printed pages of GEOGACETA, including figures, tables and references. A printed page of GEOGACETA contains about 6000 characters (including letters and spaces between words). Authors must fill out a form stating that the data presented are original and have not previously been published. Authors must propose five scientific reviewers (referees), indicating for each of them: name, institutional affiliation and e-mail. Manuscripts will

be reviewed at least by two researchers -initially anonymous-, which must be experts in the subject of the manuscript (through the RECYT platform: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>).

GEOGACETA editors are responsible for managing the review of manuscripts. Editors are supported by members of the Scientific Board and by those researchers that for its prestige can act as reviewers. The list of reviewers is published each year in the number of the second semester. Reviewers must decide whether to be identified or remain anonymous. Once the reviewer comments are available, Editors will make a first decision on the manuscript, and all forms and comments made on the manuscript will be returned to the authors. Authors will have at least fifteen days to submit the revised version of the manuscript with the necessary modifications, together with a report of the changes introduced and possible discrepancies with the opinions expressed by the reviewers. Editors may request a second review of the manuscript.

Based on the reports and the quality of the revised manuscript, Editors will raise a report to the Advisory Board (composed by members of the Governing Board of the SGE), who will estimate finally whether or not the acceptance of the manuscript. The review date of the manuscript will coincide with that of the meeting of the Advisory Board. The Advisory Board will meet at least twice a year. The manuscript will be definitely accepted once it has been presented in a Scientific Session of the SGE (the approval date of the manuscript will coincide with that of the ending of the scientific session). In the case of the manuscript not being accepted, it will be returned to the author with a brief explanatory note with the reasons for that decision. Failure to comply with the aforementioned regulations for the preparation of the manuscript will be sufficient reason for rejection thereof.

Finally, prior to the final acceptance of the manuscript and to ensure optimum quality of the article, the authors must send to Editors independently, in addition to the template, the text without figures or tables in a Word file and each one of the figures and tables in separate files. Image files will be provided with sufficient resolution (600 dpi print size) in the following formats: JPG or TIFF.

The Scientific Board of GEOGACETA, through the Advisory Board, provides the ability to submit comments to published articles, which will be included in the "GEOGACETA DEBATE" section. Comments must be no longer than one

printed page (6000 characters), and will be published along with the reply of the authors, also with a maximum length of one page. The submission of comments and replies will be made through the website of the journal.

Copyright and Licensing

For all articles published in Geogaceta, copyright is retained by the authors. The authors assign to the Sociedad Geológica de España the right of first publication, public communication and non-exclusive distribution of the final version of the work in any format (digital or printed). They also transfer non-exclusively commercial rights to SGE, specifically for the distribution of the printed version of GEOGACETA. These articles are published under the Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) license, which allows copying, transforming the work, but if it is distributed transforming it, the new work must be distributed under the same license, and never for commercial purposes, while acknowledging authorship and original publication in GEOGACETA. Authors have the right to publish their work online, once it has been published on the GEOGACETA website of the Geological Society of Spain.

Presentation of manuscripts in Scientific Sessions of the SGE

For the final acceptance of the manuscript, it must be presented in a Scientific Session of the SGE. In any case, the presentation time will not exceed 10 minutes. After each presentation, attendees can question and debate with the authors for a limited time of 5 minutes.

Mounting and formatting the manuscript in press

Authors will receive a print proof for correction. Previously the Editors have reviewed a preliminary print proof that will also reach the authors. Only formal amendments will be accepted in the print proofs. Authors should return proofs within seven days. The opportunity to supply reprints of published work is contemplated. They may be requested at the price fixed by the press, upon payment of the same, including shipping. For more information consult the Editor.

More information

For more detailed information, please consult the rules and instructions for authors on the journal's website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos:

Nombre: DNI/Pasaporte: Año nacimiento:

Dirección particular:

CP: Ciudad: Tel.:

Correo electrónico:

Dirección profesional:

CP: Ciudad: Tel.:

Correo electrónico:

Deseo recibir el correo en la dirección: Particular ☐ Profesional ☐

Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

☐ Ordinario.

☐ Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).

☐ Ordinario residente en el extranjero.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea
de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (socio residente en el extranjero). Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

• Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 19. 37002 Salamanca.

Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.

Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMMXXX. 01822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:

Dirección: CP:

Ciudad:

Nombre y apellidos:

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN	Entidad	Oficina	DC	Nº de cuenta

Envíenos esta hoja firmada a la dirección: SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias.

Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (200 €). Solicita más información en sge@usal.es

LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

Todas las publicaciones de la Sociedad Geológica de España son de acceso abierto y se pueden consultar en la página web de publicaciones. Además de GEOGACETA y de la Revista de la SGE, se pueden comprar ejemplares impresos de las publicaciones no periódicas, con precios ventajosos para los socios de la SGE.

La serie GEO-TEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			Socios	No Socios
GEO-TEMAS 1	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 5	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada	2003	18 €	30 €
GEO-TEMAS 6	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
GEO-TEMAS 7	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
GEO-TEMAS 9	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
GEO-TEMAS 10	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €
GEO-TEMAS 11	Deep water circulation: processes and products. International congress, Baiona (Pontevedra)	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 12	VIII Reunión de la Comisión de Patrimonio geológico en Daroca	2010	18 €	30 €
GEO-TEMAS 13	VIII Congreso Geológico de España, Oviedo	2012	18 €	30 €
GEO-TEMAS 14	VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo	2013	–	–
GEO-TEMAS 15	VIII Jornadas de Geomorfología Litoral, Marbella	2015	–	–
GEO-TEMAS 16	IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	18 €	30 €
GEO-TEMAS 17	IX Jornadas de Geomorfología Litoral, Menorca	2017	18 €	30 €
GEO-TEMAS 18 (Pendrive)	X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	10 €	15 €
GEO-TEMAS 19	XIV Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico. Montañas de Courel	2022	25 €	30 €
GEO-TEMAS 20	XI Congreso Geológico de España, Ávila	2024	25 €	30 €
GEO-TEMAS 21	I Congress of the GEOTermal Research and Innovation Network for Portugal and Spain (Geo-RIN).	2025	25 €	30 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			Socios	No Socios
GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
GEO-GUIAS 3	Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria)	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	20 €	30 €
GEO-GUÍAS 7	Pre-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 1)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 8	Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 2)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 9	Excursiones VIII Congreso Geológico de España	2012	10 €	15 €
GEO-GUÍAS 10	Guía de Excursiones IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 11	Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE	2019	20 €	25 €
GEO-GUÍAS 12	Guías de Excursiones X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 13	Guías de excursiones XI Congreso Geológico de España, Ávila	2024	25 €	30 €

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la Geología de España con una aproximación multidisciplinar muy completa.

		Socios	No Socios
Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO	1999	50 €	50 €
Geología de España (incluye 2 mapas y CD) J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME	2004	25 €	30 €

Pedidos y forma de pago: Por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta de la SGE en la entidad BBVA: IBAN ES04 01822305680201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto del ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

SUMARIO / SUMMARY

Rasgos petrológicos discriminantes entre granitoides de canteras históricas de la Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo para el estudio de procedencia de materiales arqueológicos / <i>Discriminant petrological features between granitoids from historic quarries of the Guadarrama Range and Toledo Mountains for the study of the provenance of archaeological materials</i>	51-54
Marina Campos-Gómez, Javier Martínez Martínez, José Francisco Mediato, Idael Francisco Blanco Quintero, David Benavente y Virginia García-Entero	
Caracterización litoestratigráfica de los afloramientos miocenos del entorno de Pozo Moro-Pétrola (Albacete) y su explotación como recurso constructivo local / <i>Lithostratigraphic characterization of the Miocene deposits in the Pozo Moro-Pétrola area (Albacete) and their use as a local construction resource</i>	55-58
Javier Martínez-Martínez, José Francisco Mediato Arribas, Miguel Ángel Rodríguez Pascua, María Ángeles Perucha y Martín Almagro Gorbea	
VOLCANOLOGÍA / VOLCANOLOGY	
La erupción de El Charco de 1712 (Cumbre Vieja, La Palma). Nuevas aportaciones petrográficas y mineralógicas / <i>The 1712 El Charco eruption (Cumbre Vieja, La Palma). New petrographic and mineralogical contributions</i>	59-62
Nicolás Chicharro, María José Huertas, Álvaro Márquez y Eumenio Ancochea	
GEOARQUEOLOGÍA / GEOARCHAEOLOGY	
Dinámica microclimática estacional y su impacto en las pinturas rupestres de la Cueva del Niño (Aýna, SE España) / <i>Seasonal microclimatic dynamics and their impact on the rock art of Cueva del Niño (Aýna, SE Spain)</i>	63-66
David Sanz, Luis Trigueros-Ramos, Diego Gil, Iordanka Dountcheva, Alejandro García-Moreno, Alberto Córcoles y Mario Sánchez-Gómez	
GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY	
A first approach to the characterization of water and sediments during the restoration of coal waste dumps in El Bierzo (NW Iberia) / <i>Una primera aproximación a la caracterización del agua y sedimentos durante la restauración de escombreras de carbón: un caso en El Bierzo (NO de Iberia)</i>	67-70
Sara Alcalde-Aparicio, Inés Pereira, Juncal A. Cruz, Indira Rodríguez, Marta Barrio, Florin Faur and Montserrat Ferrer-Julà	
PALEONTOLOGÍA / PALEONTOLOGY	
Osteohistología e implicaciones locomotoras a partir de una tibia de dinosaurio ornitópodo de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior, Teruel) / <i>Osteohistology and locomotor implications from an ornithopod dinosaur tibia from the El Castellar Formation (Lower Cretaceous, Teruel)</i>	71-74
Juan Maíllo, Jerome Hidalgo-Sanz, Miguel Moreno-Azanza y José Manuel Gasca	
CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA / QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY	
Análisis del riesgo de crioclastia en España. Situación actual y tendencia futura / <i>Risk analysis of cryoclastic weathering in Spain: current situation and future trend</i>	75-78
Carlos G. Morales Rodríguez, M^a Teresa Ortega Villazán y Javier Martínez-Martínez	
RIESGOS GEOLÓGICOS / GEOLOGICAL HAZARDS	
Riesgos naturales asociados a la evolución geomorfológica reciente del promontorio travertínico de Letur (Prebético, Albacete) / <i>Natural risks associated with the recent geomorphological evolution of the Letur travertine promontory (Prebetic, Albacete)</i>	79-82
Mario Sánchez Gómez, David Sanz, Antonio M. Ruiz-Armenteros, Fernando Pérez-Valera, Jorge Delgado y Tomás Fernández	

SUMARIO / SUMMARY

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

Evidence of fluvio-deltaic interaction in the Triassic Red Beds of the Iberian Meseta (Almedina, Ciudad Real, SE Spain) / *Evidencias de interacción fluvio-deltaica en las Capas Rojas Triásicas de la Meseta Ibérica (Almedina, Ciudad Real, SE de España)* 3-6
Juan Antonio Sánchez Guerra, Luis Miguel Yeste, Marc Gil Ortiz, Eider Rua Alkain, Patricia Cabello and César Viseras

Paleokarst jurásico en una plataforma carbonatada inundada aislada (Subbético Externo, Cordillera Bética, provincia de Jaén) / *Jurassic paleokarst in an isolated drowned carbonate platform (External Subbetic, Betic Cordillera, Jaén province)* 7-10
José Miguel Molina Cámara y Luis M. Nieto

Cuerpos de arena tamizada desarrollados en un contexto aluvial durante el episodio de la DANA del 29 de octubre de 2024 en la Rambla Castellarda (Llíria, València) / *Sieved sand bodies developed in an alluvial context during the episode of cold drop (DANA) on October 29, 2024 in the Rambla Castellarda (Llíria, Valencia, Spain)* 11-14
Carlos de Santisteban Bové

Caracterización isotópica de las lagunas de Cañada del Hoyo (Cuenca) / *Isotopic characterization of the Cañada del Hoyo Lakes (Cuenca)* ... 15-18
Marcel-Saïd Galofré Penacho, Inés de la Parra Muñoz, Antonio Delgado Huertas, Paz Errea, Miguel Ángel Marazuela Calvo y Blas Lorenzo Valero Garcés

Eventos de canibalización en los conglomerados oligocenos de la Formación Montsant. Características sedimentarias principales (Gandesa, Tarragona, España) / *Cannibalization events in the Oligocene conglomerates of the Montsant Formation. Main sedimentary features (Gandesa, Tarragona, Spain)* 19-22
Ferran Colombo Piñol, Francesc Gavilán Sanz y David Albalat Vázquez

HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY

Análisis de las variaciones del nivel epifreático en la Cueva de los Chorros (Calar del Mundo, Vianos, Albacete) / *Analysis of the variations of the epiphreatic level in the Cueva de los Chorros (Calar del Mundo, Vianos, Albacete)* 23-26
Marta González Sánchez, Antonio González Ramón, José María Calaforra Chordi, Juan Leandro Ronda, Tomás Rodríguez Estrella y Juan Melero

Evaluación de la recarga de agua subterránea en cuencas de montaña desarrolladas sobre rocas duras: caso de la garganta de San Gregorio, Aldeanueva de la Vera (Cáceres) / *Evaluation of groundwater recharge in mountain basins developed on hard rocks: case of San Gregorio gauge, Aldeanueva de la Vera (Cáceres)* 27-30
Nuria Naranjo Fernández, Ana Fernández Ayuso, Héctor Aguilera, Carlos Marín Lechado, Antonio González Ramón, Thomas Zakaluk y Sergio Martos Rosillo

Recarga de acuíferos mediante silvicultura ecohidrológica: aplicación a la cuenca del río Bernal en Sierra Nevada (España) / *Recharging aquifers through ecohydrological forestry: application to the Bernal River basin in Sierra Nevada (Spain)* 31-34
Irene María Marín Carrillo, Jorge Julián Vélez Upegui, Antonio Jaime Molina Herrera y Sergio Martos Rosillo

Las surgencias de agua dulce en la costa de la Comunidad Valenciana (España) a partir de la descripción de la costa de Gaspar Escolano (siglo XVII) / *Coast marine springs in the Gaspar Escolano description (17th century) of the Valencian Community coast (Spain)* 35-38
José Enrique Tent-Manclús, Davide Bonomo, Juana D. Jordá, José Navarro Pedreño y Manuel M. Jordán

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA / PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Estudio petrológico y geoquímico de rocas volcánicas neógenas en la zona de Cartagena-Mar Menor (SE España) / *Petrological and geochemical study of Neogene volcanic rocks in the Cartagena-Mar Menor area (SE Spain)* 39-42
Pablo Pérez-Vizcaíno y Juan Manuel Fernández-Soler

Estudio experimental y modelo geoquímico como herramienta para la evaluación de un almacén geológico de CO₂ en la Cuenca del Ebro, España / *Experimental study and geochemical model as a tool to evaluate the geological storage of CO₂ in the Ebro Basin, Spain* 43-46
Natasha Acosta Pérez, Sara Rocas, Paula Fernández-Canteli y Edgar Berrezueta

Messinian evaporites in the Polemi Basin (South Cyprus): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ³⁴S and δ¹⁸O isotope geochemistry / *Evaporitas Messinienses de la cuenca de Polemi (Sur de Chipre): Geoquímica isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ³⁴S y δ¹⁸O* 47-50
David Artiaga Torres, Javier García Veigas, Dioni I. Cendón and Luis Gibert Beotas

Continúa en interior de contraportada / *Continued inside back cover*

