

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 76 · Julio - Diciembre / July - December 2024

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses



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>
© 2024 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

EDITOR PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dr. Alberto Pérez López

Área de Estratigrafía, Departamento de Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958243334; e-mail: aperezl@ugr.es

EDITOR ADJUNTO/ ASSOCIATE EDITOR

Dr. Aitor Cambeses

Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Mineralogía y Petrología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18002 Granada (España)
Tel.: +34 958 246 611; e-mail: aitorc@ugr.es

EDITORES ASISTENTES / EDITORIAL MANAGERS

Dra. Nieves López González

Área de Medio Marino y Protección Ambiental
Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga
Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, Málaga
Tel.: +34 952 197 124; e-mail: nieves.lopez@ieo.es

Dra. Sonia García de Madinabeitia

Área de Petrología y Geoquímica, Departamento de Geología
Facultad de ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU)
Campus de Bizkaia, Barrio de Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia
Tel.: +34 946 015 455; e-mail: sonia.gdm@ehu.es

SECRETARIO / SECRETARY

Dr. Miguel Gómez-Heras

Departamento de Geología y Geoquímica
Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid,
28040 Madrid (España)
Tel.: + 34 914 975 407; e-mail: miguel.gomezheras@uam.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: sge@usal.es

SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

Isabel Corral Fernández, Universidad de Salamanca, e-mail: sge@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:

Cristales de diópsido de 2 mm encontrados en una vacuola de las rocas lamproíticas de Cancarix de hace 7 m.a. (provincia de Albacete). Este tipo de roca volcánica ultrapotásica está formada por olivino, flogopita, diópsido, enstatita, richterita y sanidina.

Autor: Luis Arrufat Milán (Grupo de investigación de Geología, Universidad de Murcia).



Comunicaciones presentadas en la LXXVI Sesión Científica / SGE, Segura de la Sierra, 7 de junio de 2024



Presidente de la SGE:
Dr. Juan Antonio Morales

Secretario de la SGE:
Dr. Miguel Gómez Heras

Editores:

Dr. Alberto Pérez López
Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:

Francisco Moral, Juan Carlos Balanyá,
Miguel Rodríguez, Manuel Díaz, Inmaculada Expósito,
Alejandro Jiménez, José Luis Yanes de la Universidad
Pablo de Olavide; Rosario Jiménez y Antonio Lope
Morales de la Universidad de Jaén; y Antonio González
de la Unidad de Granada del CN IGME-CSIC.

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Juan Antonio Morales González (*Universidad de Huelva*)
Ana Ruiz Constán (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*)
José Eugenio Ortiz Menéndez (*Escuela Politécnica de Madrid*)
Blanca María Martínez García (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Ramón Casillas Ruiz (*Universidad de La Laguna*)
Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)

Raquel Martín Banda (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Ángel Salazar Rincón (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Manuel Díaz Azpiroz (*Universidad Pablo Olavide*)
Álvaro Jiménez Berrocoso (*Repsol*)
Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*)
Pilar Mata Campo (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

CONSEJO CIENTÍFICO / SCIENTIFIC BOARD

Carmen Almécija Ruiz (*Universidad de Granada*)
Francisco Manuel Alonso Chaves (*Universidad de Huelva*)
Ignacio Arenillas Sierra (*Universidad de Zaragoza*)
Beatriz Bádenas Lago (*Universidad de Zaragoza*)
José Ignacio Canudo Sanagustín (*Universidad de Zaragoza*)
Antonio M. Casas Sainz (*Universidad de Zaragoza*)
César Casquet Martín (*Universidad Complutense de Madrid*)
Alejandro Cearreta Bilbao (*Universidad del País Vasco*)
Julia Cuevas Urionabarrenechea (*Universidad del País Vasco*)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (*Univ. Politécnica de Madrid*)
María Soledad Domingo Martínez (*Univ. Complutense de Madrid*)
María José Domínguez Cuesta (*Universidad de Oviedo*)
Agustina Fernández Fernández (*Universidad de Salamanca*)
Carlos Fernández Rodríguez (*Univ. Complutense de Madrid*)
Mercedes Ferrer Gijón (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)
Jacinta García Talegón (*Universidad de Salamanca*)
Annette E. Götz (*Univ. Georg-August, Göttingen, Alemania*)

Juan Carlos Gutiérrez Marco (*Instituto de Geociencias, UCM-CSIC*)
Faouziya Haissen (*Universidad de Casablanca, Marruecos*)
Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)
María José Huertas Coronel (*Univ. Complutense de Madrid*)
Carlos L. Liesa Carrera (*Universidad de Zaragoza*)
Blanca María Martínez García (*Universidad del País Vasco*)
Vinicius Meira (*Universidad de Campinas, Brasil*)
Lisa Mol (*Universidad de The West of England, Reino Unido*)
José Miguel Molina Cámara (*Universidad de Jaén*)
Francisco Moral Martos (*Universidad Pablo de Olavide*)
Pedro Proença Cunha (*Universidad de Coimbra, Portugal*)
Yamirka Rojas Agramonte (*Universidad Christian-Albrechts de Kiel, Alemania*)
José Luis Simón Gómez (*Universidad de Zaragoza*)
Juan Ignacio Soto Hermoso (*Universidad de Granada*)
Fernando Tornos Arroyo (*Instituto de Geociencias, UCM-CSIC*)
Iñaki Vadillo Pérez (*Universidad de Málaga*)
Patricia Vazquez (*Univ. Reims Champagne-Ardenne, Francia*)

El Pintado (Geoparque Mundial de la UNESCO Sierra Morena de Sevilla), séptimo Estratotipo Global de Límite ubicado en España y primero de Andalucía (GSSP Telychiense, Llandovery: Sistema Silúrico)

El Pintado (base Telychian GSSP, Llandovery: Silurian System), seventh Global Boundary Stratotype Section and Point located in Spain and first in Andalusia (Sierra Morena de Sevilla UNESCO Global Geopark)

Juan Carlos Gutiérrez-Marco^{1*}, David K. Loydell², Petr Štorch³ y Jiří Frýda⁴

¹Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Área de Paleontología, Dpto. GEODESPAL, Facultad CC. Geológicas, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es.
ORCID 0000-0003-4213-6144

²School of the Environment, Geography and Geosciences, University of Portsmouth, Burnaby Road, Portsmouth PO1 3QL, Gran Bretaña. david.loydell@port.ac.uk.
ORCID 0000-0003-3967-0047

³Institute of Geology CSA, Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, República Checa. storch@gli.cas.cz.
ORCID 0000-0001-9653-8734

⁴Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague, and Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Praha 1, República Checa. bellerophon@seznam.cz.
ORCID 0000-0003-2410-3293
*corresponding author

ABSTRACT

In January 2024, the IUGS ratified the proposal of the ICS to designate in southern Spain a replacement GSSP for the base of the Telychian Stage (Silurian System). The previous GSSP for the same stage was established in 1985 in the historical type Llandovery area of southern Wales (UK), but the significant level of imprecision in its definition for the purposes of high-resolution biostratigraphical correlation and the discovery of a sedimentary *mélange* demonstrated that it was not a continuous and adequate section. In 2014, a working group was formed to find a new GSSP. After evaluating sections in Sweden, China, and Spain, the section in Spain was chosen as the sole candidate in 2019. It was officially approved by the ISSS and ICS in 2023. The new replacement GSSP is situated on the northern shore of El Pintado Reservoir, west of Cazalla de la Sierra (Seville province). It is located in a continuous succession of graptolitic black shales, with the FAD of the cosmopolitan graptolite *Spirograptus guerichi* chosen as the defining criterion for the base of the Telychian Stage. The potential for biostratigraphical and chemostratigraphical correlation with other world sections was clearly demonstrated in a detailed study published in 2015.

Key-words: Chronostratigraphical classification, GSSP, Telychian Stage, UNESCO Global Geoparks, Spain.

RESUMEN

En enero de 2024, la IUGS ratificaba la propuesta de la Comisión Internacional de Estratigrafía para designar un nuevo Estratotipo Global de Límite (GSSP) para la base del piso Telychiense (Sistema Silúrico). Éste reemplaza al GSSP establecido en 1985 en el área tipo de la Serie Llandovery al sur de Gales (Gran Bretaña), dados los problemas bioestratigráficos y de correlación detectados con posterioridad, entre ellos una *mélange* sedimentaria y discontinuidades en la sección. El grupo de trabajo creado en 2014 para estudiar un GSSP sustituto, consideró tres secciones candidatas situadas en Suecia, China y España, pero en 2019 la española quedó como candidata única y fue aprobada finalmente, en 2023, por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Silúrico (ISSS) y la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS). La base del piso Telychiense viene definida por la primera aparición del graptolito cosmopolita *Spirograptus guerichi* dentro de una sucesión de pizarras negras graptolíticas, continua y sin hiatos, en un nuevo GSSP situado en la orilla norte del embalse de El Pintado, al oeste de Cazalla de la Sierra (Sevilla). El potencial de correlación bioestratigráfica y quimioestratigráfica con otras secciones mundiales fue debidamente acreditado y consta en una publicación detallada del año 2015.

Palabras clave: Clasificación cronoestratigráfica, GSSP, Piso Telychiense, Geoparques UNESCO, España.

Geogaceta, 76 (2024), 3-6
<https://doi.org/10.55407/geogaceta104708>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 16/02/2024
Fecha de revisión: 19/04/2024
Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

El Sistema Silúrico comprende cuatro series y siete pisos globales, todos ellos formalizados entre 1980 y 1984 con arreglo a los requerimientos de la Guía y la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (Holland, 1989; Melchin *et al.*, 2020), si bien la Serie Prídoli aún resta por ser subdivida en pisos (Manda *et al.*, 2023; Slavík

et al., 2023). Los tres pisos/edades que integran la Serie/Época Llandovery, que en orden ascendente son el Rhuddaniense, Aeroniense y Telychiense, toman su nombre de distintas secciones enclavadas en el área tipo del Llandovery al sur del País de Gales (Reino Unido), y en su proceso de selección compitieron en su día con otras secciones candidatas ubicadas en Canadá (isla de Anticosti) o Noruega (región

de Oslo). La designación de esta Serie y pisos formales por parte de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) y de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), deslegitimó otros nombres como *Froniense*, *Idwianense*, *Valentiense* y *Gala-Tarannon*, que habían sido parcialmente utilizados en la Península Ibérica, y que a partir de ese momento quedaron descartados y en desuso.

El proceso de selección y formalización de las unidades cronoestratigráficas (y geocronológicas) globales se rige por el capítulo 10 de la Guía Estratigráfica Internacional (<https://stratigraphy.org/guide/>), que establece su definición mediante los llamados *Global Boundary Stratotype Sections and Points* (GSSP). En la versión española de la citada Guía (Reguant y Ortiz, 2001), un GSSP viene traducido como Sección y Punto de un Estratotipo Global de Límite (o estratotipo de límite inferior de unidad cronoestratigráfica), que abreviadamente podemos referir como Estratotipo Global de Límite, manteniendo su sigla internacional.

El GSSP para la base del tercer piso (el superior) de la Serie Llandovery, denominado Piso Telychiense por situarse cerca de la granja Pen-lan-Telych, fue aprobado por la ICS en agosto de 1984 por 17 votos a favor, 4 en contra y 4 abstenciones, y ratificado por la IUGS en febrero de 1985. La sección elegida para este cronoestratotipo global era una pequeña cantera ubicada junto a la carretera en la sección de Cefn-Cerig (o Fron), y el punto estaba marcado por un cambio distintivo en las líneas evolutivas de ciertos braquiópodos, que a su vez se correlacionaba (indirectamente) con la base de una biozona de graptolitos (*Spirograptus turriculatus*) registrada fuera de la sección (Cocks, 1989; Siveter *et al.*, 1989; Melchin *et al.*, 2020, fig. 21.6). Más tarde se vio que la designación de los braquiópodos implicaba taxones excesivamente locales o de difícil correlación (Doyle *et al.*, 1991), que la especie del graptolito sobre la que se interpretaba la correlación del GSSP correspondía en realidad (Loydell *et al.*, 1993) a una forma más antigua (*Spirograptus guerichi*) y, sobre todo, a que la propia sección de Cefn-Cerig presentaba evidencias claras de formar parte de un complejo de deslizamientos sinsedimentarios intra-Wenlock, que involucraba a gran parte de la sucesión telychiense en una típica *mélange*, con mezcla de materiales de distinta edad y composición (Ray, 2011). Entre los *slumps* observados y en términos de biozonas de graptolitos, el propio GSSP podría situarse dentro del Aeroniense superior (Biozona de *Stimulograptus sedgwickii*). Lógicamente, la conjunción de todos estos factores colocó al GSSP británico en posición de ser reemplazado por un nuevo Estratotipo Global de Límite para la base del Piso Telychiense, que finalmente ha sido ubicada en España.

La selección de un nuevo GSSP (2014-2024)

El proceso de sustitución del primer GSSP comenzó en 2014 con la creación de un grupo de trabajo (*Base of Telychian GSSP Restudy Working Group*) en el seno de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Silúrico (ISSS), a cargo de Michael J. Melchin. El horizonte convenido para la base del Telychiense se centró en la primera aparición del graptolito cosmopolita *Spirograptus guerichi* Loydell, Štorch y Melchin, 1993, que posee una morfología distintiva y de fácil reconocimiento (Fig. 1), y que es el que mejores posibilidades ofrecía para la correlación internacional. Casi desde el principio, dos secciones pugnar por materializar este límite: la de Shennongjia/Bajiaomia, ubicada en China, y la del Embalse de El Pintado, en España. La primera tenía imperfecciones en cuanto al registro de graptolitos por debajo del nivel propuesto como GSSP, que permitían dudar en que la caracterización estratigráficamente más baja de *S. guerichi* correspondiera en realidad a la primera aparición cronológica de la especie. En cambio, la sección de El Pintado fue estudiada en detalle por Loydell *et al.* (2015) y pudo demostrarse que la aparición de *S. guerichi* ocurría en una sucesión continua en facies graptolíticas, donde las circunstancias paleoambientales no experimentaban variación alguna a través del límite Aeroniense/Telychiense.

Los estudios en la sección china continuaron hasta 2017, pero ese mismo año fue descartada y El Pintado quedó como única sección candidata. El dossier de la candidatura fue presentado ante la Sub-

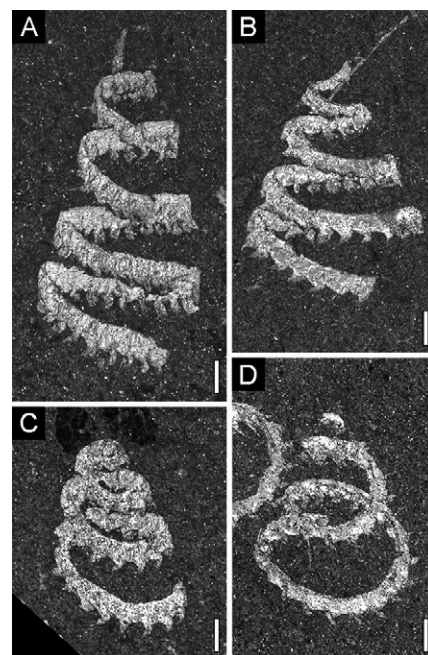


Fig. 1.- A-D, Diversos ejemplares del graptolito *Spirograptus guerichi* Loydell, Štorch y Melchin, cuya primera aparición define la base del Piso/Edad Telychiense en la sección El Pintado 1. Escalas gráficas, 1 mm.

*Fig. 1.- Various specimens of the graptolite *Spirograptus guerichi* Loydell, Štorch and Melchin, the first appearance of which defines the base of the Telychian Stage/Age in the El Pintado 1 section. Scale bars, 1 mm.*

comisión Internacional de Estratigrafía del Silúrico en septiembre de 2023, aprobándose el 2 de noviembre por 12 votos a favor (86%) y 2 abstenciones (14%). Tras ello, la ISSS elevó la propuesta del nuevo GSSP ante la Comisión Internacional de Estratigrafía, resultando aprobada, el 5 de enero de 2024, con 16 votos a favor (94%) y 1 abstención (6%). Es de destacar que en la ICS votan, además de su comité ejecutivo, los presidentes de todas las subcomisiones (desde la del Pre-Criogénico

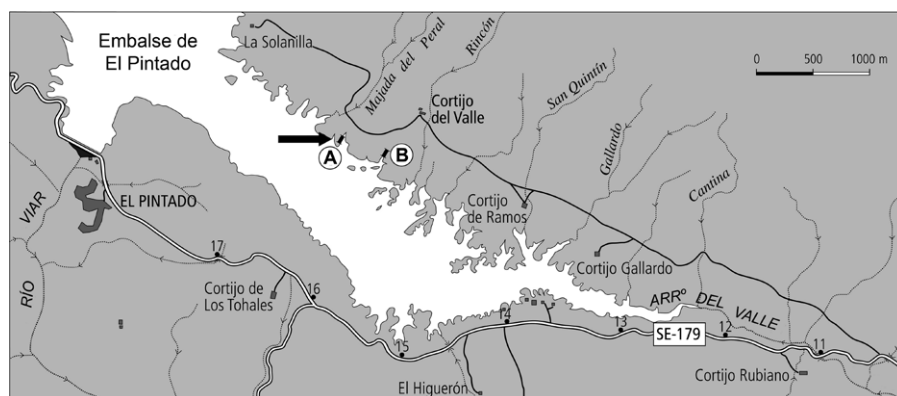


Fig. 2.- Situación del Estratotipo Global para la base del Telychiense (flecha) en la orilla norte del embalse de El Pintado, al oeste de Cazalla de la Sierra (Sevilla). A, sección principal con el *clavo dorado* (El Pintado 1); B, sección auxiliar El Pintado 2.

Fig. 2.- Location of the Telychian GSSP (arrowed) on the northern shore of El Pintado Reservoir, west of Cazalla de la Sierra (province of Seville, Andalusia, southern Spain). A is the El Pintado 1 section with the golden spike, and B the auxiliary El Pintado 2 section.

al Cuaternario, más las de Clasificación Estratigráfica y Calibración de la Escala Temporal). Finalmente, la ICS presentó ante la IUGS su resolución para reemplazar el GSSP británico por el nuevo GSSP español del Telychiense, siendo ratificada por el Comité Ejecutivo de dicho organismo, de manera unánime, el 24 de enero de 2024. Con ello, el estratotipo de El Pintado figura consignado de manera oficial en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional, quedando pendiente de celebración la ceremonia de implantación del "clavo dorado", con la que han de materializarse los Estratotipos Globales de Límite sobre el terreno (Gradstein y Ogg, 2020).

Situación y características del GSSP Telychiense

El estratotipo global para la base del Telychiense se sitúa en la orilla norte del Embalse de El Pintado, sobre el río Viar y el arroyo del Valle, unos 16 km al oeste de Cazalla de la Sierra (Fig. 2, punto A). Allí aflora una sucesión bastante continua del Sistema Silúrico y la Serie Devónico Inferior en su conjunto, desarrollada esencialmente en facies de pizarras negras graptolíticas. Éstas intercalan dos niveles delgados de calizas pelágicas del Ludfordiense y Pridoli, respectivamente, así como tramos esporádicos de lilitas negras que únicamente alcanzan un desarrollo apreciable en el Homeriense superior-Gorstiense. La sección más representativa se sitúa unos 720 m al oeste-suroeste del Cortijo del Valle (=Solanas del Valle), y fue estudiada por Jaeger y Robardet (1979, columna 1, fig. 4) y Robardet *et al.* (1998, p. 306-309). Por su excepcional continuidad y registro fosilífero a lo largo de unos 48 millones de años, esta localidad (El Pintado 1) constituye un Lugar de Interés Geológico recogido en el listado patrimonial español (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2021), siendo gestionada territorialmente por el Parque Natural Sierra Morena de Sevilla y Geoparque Mundial de la UNESCO Sierra Morena de Sevilla.

Loydell *et al.* (2015) estudiaron unos 18 m de sucesión en torno al límite Aeroniense/Telychiense en dos secciones muy próximas (El Pintado 1 y 2: puntos A y B de la Fig. 2, respectivamente), analizándolas con alta resolución bioestratigráfica (graptolitos), y el apoyo de la curva isotópica del carbono orgánico. El estudio demostró la continuidad estratigrá-

fica del tránsito entre ambos pisos en la sección El Pintado 1, apreciada en la distribución vertical de más de 90 especies de graptolitos, que fueron identificadas en los niveles que engloban el límite entre las biozonas de *Stimulograptus halli* (Barrande) y *Spirograptus guerichi*, y de las que 18 especies resultaron ser nuevas.

El criterio seleccionado por la ICS-IUGS para localizar el Estratotipo Global para la base del Telychiense en la sección El Pintado 1 se fundamenta en la primera aparición del graptolito *Spirograptus guerichi* Loydell, Storch y Melchin, 1993 y, en general, de cualquier fragmento

de tubario en espiral helicoidal perteneciente a dicho género. Este nivel se sitúa a unos 52 m por encima de la base de la unidad de pizarras graptolíticas atribuida al Silúrico, y más concretamente en pizarras negras ubicadas entre una capa oxidada (por meteorización) de 25 cm de espesor, y 60 cm por encima de un nivel con nódulos. Como marcadores secundarios del GSSP entre los graptolitos tenemos el inicio de la diversificación del género *Streptograptus* Yin, con la primera aparición de la especie *S. picarrai* Loydell, Frýda y Gutiérrez-Marco, además de la primera aparición de *Paradiversograptus*

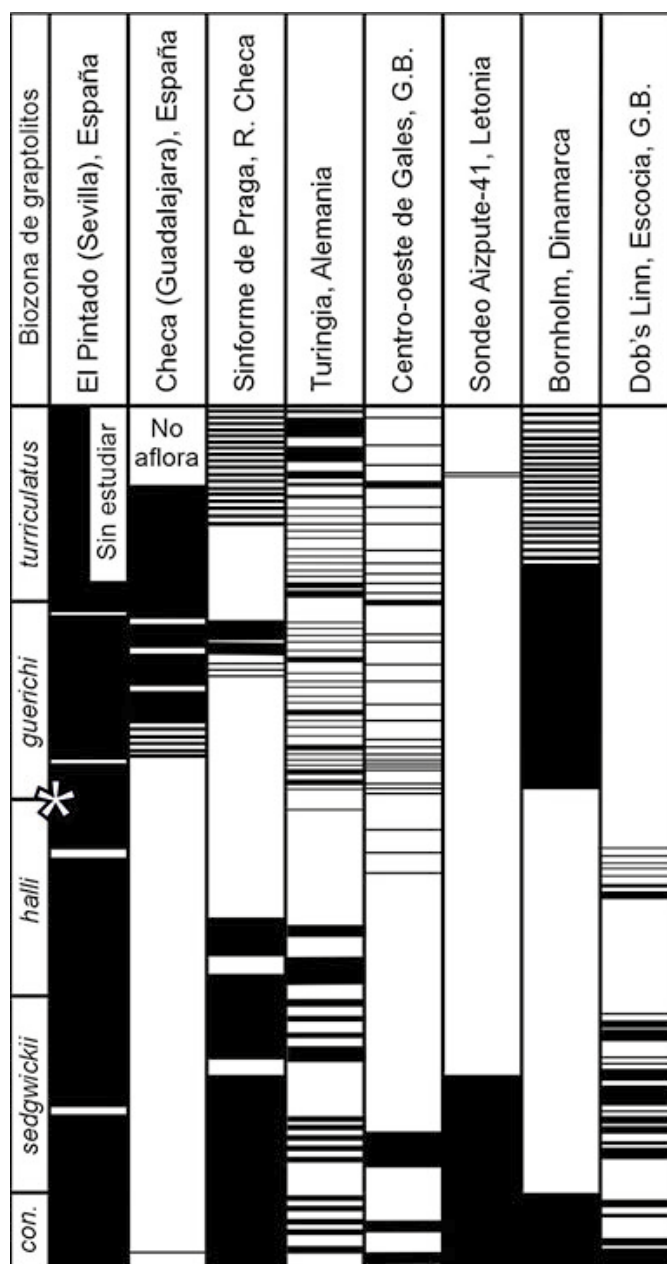


Fig. 3.- Comparación entre las sucesiones en torno al límite Aeroniense/Telychiense en las secciones europeas más importantes. En negro, pizarras graptolíticas (modificado de Loydell *et al.*, 2015). La posición del nuevo GSSP está indicada por el asterisco en blanco.

Fig. 3.- Graptolitic strata (in black) through the upper Aeronian-lower Telychian of sections in Europe. Slightly modified from Loydell *et al.* (2015). The position of the new GSSP is indicated by the white asterisk.

runcinatus (Lapworth) y de *Monograptus bjerreskovae* Loydell.

Desde el punto de vista quimioestratigráfico, la curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ en torno al límite Aeroniense-Telychiense de la sección sevillana presenta notables similitudes con la obtenida en la del Cabo Manning (Isla de Cornwallis, Ártico canadiense: Loydell *et al.*, 2015, fig. 15). En realidad, el tránsito entre ambos pisos se inscribe en la excursión negativa denominada “Rumba low” (por la Formación Rumba del Silúrico de Estonia), cuyo máximo se registra hacia la base del Telychiense, y que en la sección El Pintado 1 concluye entre 1,4 y 1,6 m por encima del GSSP.

Comparando con otras secciones del Llandovery profusamente estudiadas en innumerables trabajos, el registro de pizarras negras graptolíticas localizado en las secciones silúricas del sinclinal del Valle se confirma como el más completo a nivel europeo (Fig. 3) y también mundial.

Consideraciones finales y conclusiones

El nuevo Estratotipo Global de Límite para la base del Telychiense, reemplaza al establecido en 1984 en el área tipo de la Serie Llandovery (Dyfed, Gales), donde los problemas estratigráficos detectados tras su selección, limitaban su operatividad y hacían inviable la correlación internacional. El GSSP propuesto por la ICS y ratificado por la IUGS se sitúa en una sucesión continua y sin hiatos localizada en el norte de la provincia de Sevilla, cuya idoneidad para la correlación bioestratigráfica y quimioestratigráfica con otras secciones mundiales fue acreditada por Loydell *et al.* (2015) y en el dossier inédito de la candidatura GSSP, a cargo de los presentes autores.

España se une así al elenco de seis países que, a nivel mundial, lideran el ranking de albergar más de cinco GSSP de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional: Italia (15), China (10), Francia (8), Reino Unido (9, pero con varios en revisión), Estados Unidos (7) y España (7, contando el recién aprobado en Andalucía). En el mismo contexto cabe resaltar que la mayoría de los 22 países que cuentan con GSSP fanerozoicos son europeos, seguidos de países asiáticos (China, Rusia, Kazajistán, Uzbekistán, Japón), y por tan sólo tres africanos (Marruecos, Túnez, Egipto), dos americanos (EEUU, Canadá) y uno australiano

(éste, del Neoproterozoico).

La sección de El Pintado incluye el primer GSSP ubicado en Andalucía, y sigue cronológicamente a otros estratotipos globales de límite establecidos en España para las bases del Aalenense (Fuentelsaz, Guadalajara, ratificado en el año 2000), Thanetiense y Selandiense (Zumaia, Guipúzcoa, *idem.* 2008), Luteciense (Gorrondatxe, Vizcaya, *idem.* 2011), Santoniense (Olazagutía, Navarra, *idem.* 2013) y Barremiense (Caravaca, Murcia, *idem.* 2023). Otra excepcionalidad del GSSP andaluz radica en el hecho de ubicarse en el Geoparque Mundial de la UNESCO Sierra Morena de Sevilla, poco frecuente en la red mundial de geoparques pero que en España suma un cuarto caso entre los 16 geoparques españoles, dado que también los geoparques mundiales de la UNESCO de Molina-Alto Tajo (GSSP Jurásico de Fuentelsaz) y Costa Vasca (GSSP del Paleoceno en Zumaia) gestionan otros Estratotipos Globales de Límite, con sus correspondientes “clavos dorados” marcadores.

Finalmente, el GSSP sevillano constituye el cronoestratotipo más antiguo de los localizados en la Península Ibérica, de edad estimada en 438,5 millones de años según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional (www.stratigraphy.org), lo que lo hace ser entre 2,5 a 9 veces más antiguo que los restantes GSSP establecidos en España.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto PDI2021-125585NB-I00 del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (MICIN). Los autores agradecen a las autoridades del Geoparque Sierra Morena de Sevilla y muy especialmente a su director Vicente Castaño Torres, así como a la familia Portero Durán (Cazalla de la Sierra), por brindar acceso a la sección. Los revisores científicos Artur A. Sá (UTAD, Portugal), Carlo Corradini (Univ. Trieste, Italia), Stan C. Finney (CSULB, USA) y Luis Carcavilla (IGME, Madrid) aportaron valiosos comentarios y opiniones sobre el texto de este artículo.

Referencias

Cocks, L.R.M. (1989). In: *A Global Standard for The Silurian System* (C.H. Holland y M.G. Bassett, M.G., Eds.). National

Museum of Wales, Geological Series 9, 36-50.

Doyle, E.N., Hoey, A.N. y Harper, D.A.T. (1991). *Palaeontology* 34, 439-454.

Gradstein, F.M. y Ogg, J.G. (2020). In: *Geologic Time Scale 2020* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg, Eds.), Elsevier, 21-32.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00002-4>

Holland, C.H. (1989). In: *A Global Standard for The Silurian System* (C.H. Holland y M.G. Bassett, M.G., Eds.). National Museum of Wales, Geological Series 9, 7-26.

Gutiérrez-Marco, J.C., Loydell, D.K. y Štorch, P. (2021). *Geoconservation Research* 4, 131-135.

<https://doi.org/10.30486/gcr.2020.1908691.1032>

Jaeger, H. y Robardet, M. (1979). *Geobios* 12, 687-714.

Loydell, D.K., Štorch, P. y Melchin, M.J. (1993). *Palaeontology* 36, 909-926.

Loydell, D.K., Frýda, J. y Gutiérrez-Marco, J.C. (2015). *Bulletin of Geosciences* 90, 743-794.

<https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1564>

Manda, Š., Slavík, L., Štorch, P., Tasáryová, Z. y Čáp, P. (2023). *Newsletters on Stratigraphy* 56, 89-123.

<https://doi.org/10.1127/nos/2022/0695>

Melchin, M.J., Sadler, P.M. y Cramer, B.D. (2020). In: *Geologic Time Scale 2020* (F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz y G.M. Ogg, Eds.), Elsevier, 695-732.

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00021-8>

Ray, D.C. (Ed.) (2011). *Siluria Revisited: A Field Guide*. International Subcommittee on Silurian Stratigraphy: Field Meeting 2011, 166 p.

Reguant, S. y Ortiz, R. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14, 270-293.

Robardet, M., Piçarra, J.M., Štorch, P., Gutiérrez-Marco, J.C. y Sarmiento, G.N. (1998). *Temas Geológico-Mineros ITGE* 23, 289-318.

Siveter, D.J., Owens, R.M. y Thomas, A.T. (1989). In: *Silurian Field Excursions. A geotraverse across Wales and the Welsh Borderland* (M.G. Bassett, Ed.). National Museum of Wales, Geological Series 10, 133 p.

Slavík, L., Štorch, P., Manda, Š., Tasáryová, Z. y Čáp, P. (2023). In: *4th International Congress on Stratigraphy STRATI2023*, Lille.

<https://strati2023.sciencesconf.org/456240>

Tipología y estructura de depósitos de tamiz en la franja terminal de abanicos aluviales de bajo relieve (Rambla Castellarda, Valencia)

Type and structure of sieve deposits in the terminal strip of low relief alluvial fans (Rambla Castellarda, Valencia)

Carlos de Santisteban Bové^{1*} y Adrià Ramos²

¹ La Torre de Portacoeli, 282, 46118 – Serra, València. Carlos.santisteban@uv.es

² Universidad de Alicante, Dpto de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Carretera San Vicente del Raspeig s/n, 03690 San Vicente del Raspeig, Alicante, España. Adria.ramos@ua.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work describes the deposits of the distal terminal fringe of three small alluvial fans located on the Rambla Castellarda, second tributary of the Turia river by its left margin. These fans occupy the space of abandoned gravel extraction areas and are active since the beginning of the present century. They are characterized by having low slopes, ending in waterlogged areas in times of flooding and being formed by sieve bars that reach between 30% and 50% of its surface. The analysis of these deposits reveals three types of sieve bars, of which the lobed ones are the predominant. The internal structure of these bars is that of a porous and permeable deposit with little matrix and structured in small coarsening upwards sequences from silts and sands to pebbles. The arrangement of these sequences is that of a vertical stacking in horizontal position or with cross stratification. These lobes advance frontally on brown silts deposited during the waterlogging of the alluvial valley in avenues, and with which they have a net non-erosive contact.

Key-words: Alluvial fan, Sieve bars, Castellarda alluvial valley, Valencia.

RESUMEN

En este trabajo se describen los depósitos de la franja terminal distal de tres abanicos aluviales de pequeño tamaño situados en la en la Rambla Castellarda segundo afluente del río Turia por su margen izquierdo. Estos abanicos ocupan el espacio de zonas de extracción de gravas abandonadas y son activos desde principios del siglo actual. Se caracterizan por tener pendientes bajas, terminar en zonas encharcadas en épocas de avenida y por estar formados por barras de tamiz que llegan a alcanzar entre el 30% y 50% de su superficie. El análisis de estos depósitos revela tres tipos de barras de tamiz, de las cuales las lobuladas son las predominantes. La estructura interna de estas barras es la de un depósito poroso con escasa matriz estructurado en pequeñas secuencias granocrecientes desde limos y arenas hasta cantos. La disposición de estas secuencias es la de un apilamiento vertical en posición horizontal o con estratificación cruzada. Estos lóbulos avanzan frontalmente sobre limos ocreos depositados durante los encharcamientos de la rambla en avenidas, y con los cuales tienen un contacto neto no erosivo.

Palabras clave: Abanico aluvial, Barras de tamiz, Rambla Castellarda, Valencia

Geogaceta, 76 (2024), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104548>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 12/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

La Rambla Castellarda es el segundo afluente del río Turia en su margen izquierdo contando desde la desembocadura en el Mediterráneo. La confluencia de la rambla con el Turia está situada a 31 km de la línea de costa. La rambla, encajada en materiales detríticos del Pleistoceno Superior, permanece seca la mayor parte del año siendo hidrodinámicamente activa únicamente durante los temporales de levante. Drena el sector noroccidental del Sierra Calderona (Valencia) y sector Sur del Macizo de La Salada (Teruel).

Los depósitos holocenos de la Rambla Castellarda están formados por partículas detríticas de todos los tamaños

de grano, predominando los de tamaño canto y grava calizos, por lo que han sido objeto de explotación en gravas. Hoy todas las explotaciones en el interior de la rambla están abandonadas y han dejado un cauce más ancho y un perfil longitudinal modificado con puntos de salto en el substrato rocoso. Esto ha provocado una distorsión en la dinámica sedimentaria original del sistema convirtiendo las antiguas zonas de extracción en pequeñas cuencas sedimentarias. En ellas y desde poco más de una década se están formando abanicos aluviales de bajo relieve.

Estos abanicos aluviales iniciaron su desarrollo a principios de este siglo y especialmente a partir del año 2012. Su funcionamiento depende funda-

mente de los períodos de dos o tres días que duran los temporales de levante formándose en las zonas distales complejos de barras de tamiz, en zonas encharcadas, que hoy llegan a componer entre un 30% y 50% de la superficie de estos pequeños abanicos.

Estas barras de tamiz pueden variar en tamaño y forma, pero poseen unas características estratigráficas comunes. En este trabajo se hace una descripción de estos cuerpos sedimentarios de tres de estos abanicos aluviales con el objetivo de caracterizarlos, no sólo morfológicamente, sino asociándolos a su secuencia sedimentaria básica como elemento comparativo para su reconocimiento en cortes verticales de los afloramientos de depósitos aluviales.

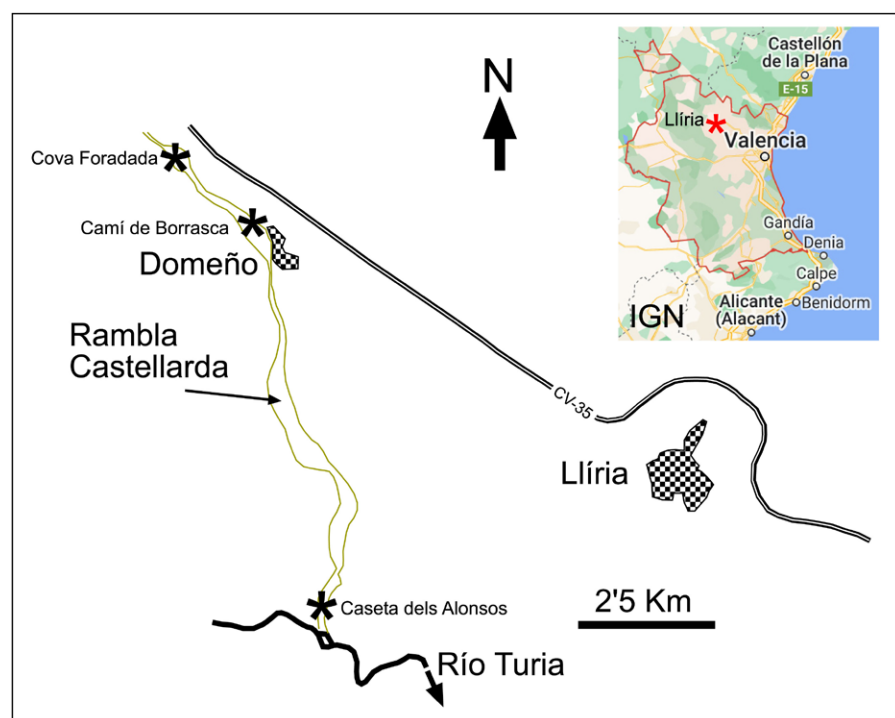


Fig. 1.- Esquema de situación de la Rambla Castellarda y posición (*) de los tres abanicos aluviales estudiados.

Fig. 1.- Situation diagram of the Rambla Castellarda and position () of the three alluvial fans studied.*

Situación del área de estudio

La zona estudiada de la Rambla Castellarda se halla en el término municipal de Llíria (Valencia) y se extiende entre la población de Domeño y la confluencia con el río Turia (Fig. 1). En este tramo la rambla tiene una orientación NNO - SSE y está encajada entre depósitos del Pleistoceno Superior.

Los tres abanicos han sido denominados con el topónimo más próximo, de Norte a Sur: Cova Foradada, Camí de Borrasca y Caseta dels Alonsos.

Características generales de los abanicos aluviales.

El abanico Cova Foradada se inicia en un salto en la base de la rambla donde el cauce está encajado erosivamente en conglomerados pleistocenos. Tiene una longitud proximal-distal de 180 m. y una pendiente de 1,77%. Termina en una zona de encharcamiento donde se depositan limos ocres que no están presentes en superficie en el abanico. El contacto entre los conglomerados y gravas con los limos es neto. La mitad distal del abanico está formada por barras de gravas de tamiz que terminan en un pequeño talud de 50 cm sobre los depósitos de limos.

El abanico Camí de Borrasca se ini-

cia a partir del término de un pequeño encajamiento de la rambla de 4 metros de incisión vertical. Se expande horizontalmente como un cuerpo con forma de flama con una longitud de 440 metros y una anchura máxima de 239 m. Tiene una pendiente superficial de 2,02%. Dos terceras partes de su superficie están formadas por la acumulación de barras de tamiz de forma lobulada y distribuidas en agrupaciones al final de un sistema dendrítico de canales distributarios (Fig. 2). Este conjunto de barras se desarrolla en una zona de encharcamiento temporal en la que se depositan limos ocres.



Fig. 2.- Imagen del frente del abanico Camí de Borrasca en abril de 2015, poco después de un período de lluvias, según el archivo histórico de Google Earth. Sistema dendrítico de canales y depósito de barras terminales.

Fig. 2.- Image of the front of the Camí de Borrasca alluvial fan in April 2015, shortly after a rainy period. Dendritic channel system and terminal bars. Historical archive of Google Earth.

El abanico de la Caseta dels Alonsos se forma a partir de un ensanchamiento de la Rambla que ha permitido la expansión del flujo en avenidas. Ocupa la depresión de una gravera abandonada en la que se produce un encharcamiento temporal en el que se depositan los limos de una forma neta en el frente del abanico (Fig. 3). Tiene una longitud proximal-distal de 350 m y una pendiente superficial de 1,93%.



Fig. 3.- Franja terminal del abanico Camí dels Alonsos formada por un conjunto de barras de tamiz. Se halla en contacto neto con la zona encharcada en la cual solamente se deposita la fracción limosa. Imagen tomada pocos días después de las lluvias de primavera de 2022.

Fig. 3.- Terminal fringe of the Camí dels Alonsos fan formed by a set of sieve bars. It is in net contact with the waterlogged area in which only the silt fraction is deposited. Image taken a few days after the spring rains of 2022.

Los tres abanicos aluviales se desarrollan de manera interrumpida en función de las lluvias de primavera u otoño. Estas lluvias pueden producirse en la zona tan pronto como en el mes de marzo y tan tarde como en noviembre. No existe una periodicidad pluviométrica, llegando a ser nulas como en el año 2023. Para este trabajo se ha hecho un seguimiento de la dinámica de estos abanicos en el período comprendido entre 2017 y 2022. El intervalo 2020 a 2022 fue más húmedo de lo normal, registrándose cantidades anuales de lluvia superiores en un 50% a los 400 mm de un año normal. En este intervalo los abanicos llegaron a avanzar hasta 40 m en las lluvias acumuladas durante un año. Normalmente este avance de los sistemas de barras terminales se hace efectivo con precipitaciones de entre 40 mm y 60 mm en 24 horas.

Depósitos de abanico terminal

Lo más característico en los depósitos de estos tres abanicos es la presencia de barras que se disponen lateralmente, solapadas y también superpuestas.

Estas barras pueden tener tres formas distintas: digitadas, circulares o lobuladas. Las lobuladas son las más comunes y se presentan en agrupaciones en el frente de los canales aluviales (Fig. 3 y 4). Tienen dimensiones longitudinales desde poco más de 75 cm hasta varias decenas de metros y anchuras de 1 m a 2,5 m.



Fig. 4.- Barra terminal lobulada encajada entre otras dos y formada en el frente de un canal aluvial.

Fig. 4.- Lobed terminal bar embedded between two others and formed in the front of an alluvial channel.

Las barras digitadas se desarrollan de forma aislada y tienen longitudes de varias decenas de metros (hasta 55 m) y pueden ser lineales o adquirir un patrón serpenteante en planta (Fig. 5).



Fig. 5.- Barra terminal digitada con un patrón ligeramente meandriforme y terminada en una expansión circular de 3 metros de diámetro.

Fig. 5.- Fingerted terminal bar with a slightly meandriform pattern and finished in a circular expansion of 3 meters in diameter

También existen barras circulares en planta que corresponden a expansiones del flujo en substratos planos y fuera de las áreas de encharcamiento. Se desarrollan tanto frente a los canales aluviales como en el término de barras digitadas (Fig. 5). Las barras circulares tienen diámetros comprendidos entre los 3 y 5 metros.

Las barras de los tres tipos están formadas por cantos y grava de caliza lisos y de formas subredondeadas a planas. Constituyen depósitos con alta porosi-

dad y permeabilidad con granoclasificación negativa. En superficie carece de matriz mientras que en la base tiene hasta un 30% de matriz arenosa-limosa. Los lóbulos terminan en un frente en pendiente de hasta 45° y una altura de 60 cm (Fig. 4). Internamente los lóbulos se muestran como un conjunto de estratos subhorizontales superpuestos de espesor decimétrico y con granoclasificación negativa desde limos hasta cantos (Fig. 6). Los cantos además pueden estar imbricados en el sentido de la procedencia de los aportes y pueden coexistir con cantos armados con núcleo de arcilla (Fig. 7).



Fig. 6.- Tres secuencias superpuestas de barra de tamiz terminal granocrecientes con limo y arena en la base y avas sin matriz en el techo.

Fig. 6.- Three overlapping sequences of terminal sieve bar with silt and sand at the base and gravels without matrix at the top.



Fig. 7.- Canto armado depositado en el techo de una barra terminal.

Fig. 7.- Armored mud ball placed on the top of a terminal bar.

Consideraciones

En abanicos aluviales los depósitos de barras frontales se desarrollan a partir del punto de intersección (Hooke, 1967) que es aquel punto a partir del cual la base de los canales alcanza la superficie del abanico. Este punto en los tres abanicos estudiados corresponde al nivel del agua de encharcamiento en el frente del abanico. Esta agua contiene en suspensión la fracción fina de limo y arcilla que durante la avenida se convierte en una masa turbia, fluida y densa que frena la co-

disminuyendo su competencia para el transporte y facilitando la sedimentación de las gravas y cantos.

Esto puede explicar la alta proporción de depósitos de tamiz en comparación con muchos de los abanicos aluviales descritos en la bibliografía, aunque Milana (2010) y Novak *et al.* (2023) consideran que hay abanicos que pueden llegar a estar formados enteramente por este tipo de barras. En estos tres ejemplos, el efecto tamiz se produce tanto en vertical como horizontalmente por lo que en el registro sedimentario los lóbulos de tamiz pueden estar en contacto, sin transición, con limos ocreos. Esta característica, además de su secuencia granulométrica negativa y una estratificación cruzada que responde a la progresión frontal de los lóbulos, son criterios que permiten su reconocimiento en el registro fósil (Fig. 9).

Así se pueden interpretar como lóbulos terminales los depósitos de algunos afloramientos de materiales del Pleistoceno superior, próximos a la rambla Castellarda en el sector de Casinos (Fig. 8).

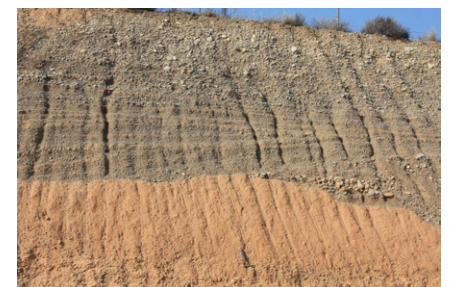


Fig. 8.- Afloramiento de un depósito con pequeñas secuencias interpretadas como lóbulos de tamiz, con estratificación cruzada y solapando limos de encharcamiento temporal.

Fig. 8.- Outcrop of a deposit with small coarsening upwards sequences interpreted as sieve lobes, with cross stratification and overlapping silts of temporary stagnation.

Conclusiones

El estudio de tres abanicos aluviales activos, emplazados en la Rambla Castellarda (Valencia) muestra una importante proporción de depósitos de tamiz, en forma de barras digitadas, lobuladas y circulares. Estos abanicos ocupan el espacio de abandono de antiguas gravas y tienen dos características poco comunes: tener pendientes superficiales menores de 2% y terminar en zonas que se encharcan temporalmente a causa de avenidas. Este encharcamiento hace

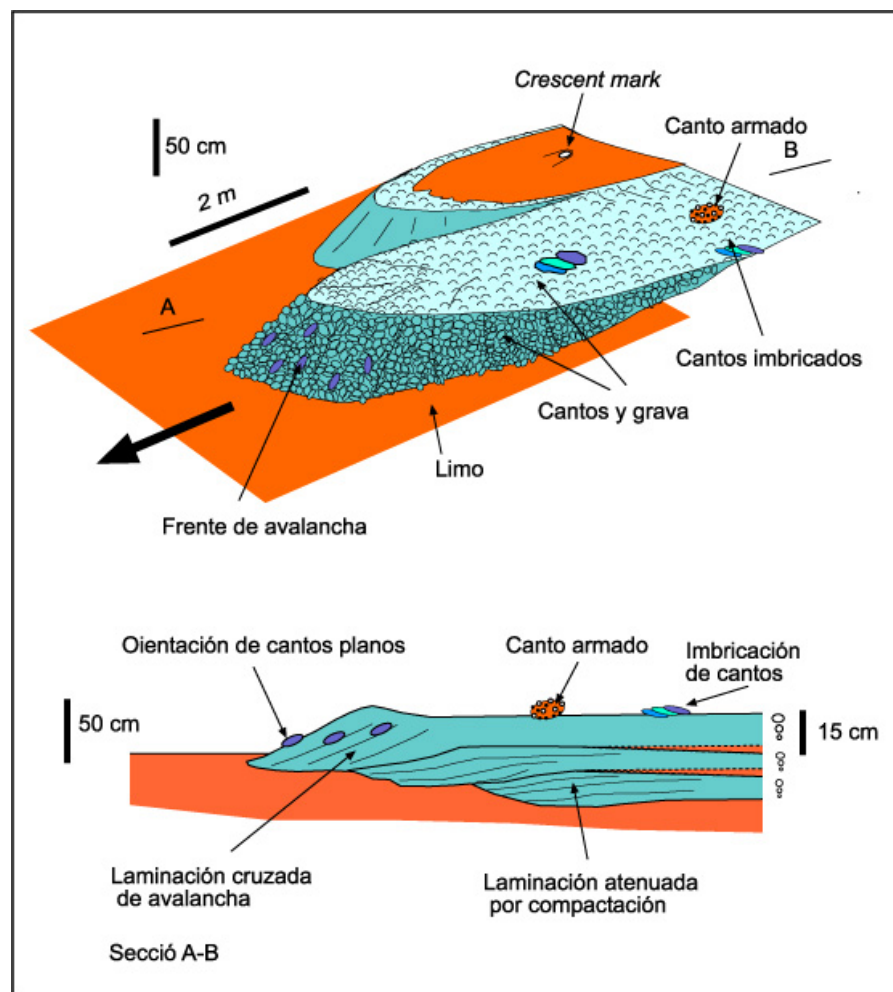


Fig. 9.- Elementos característicos de las barras de tamiz aluviales de la Rambla Castellarda.
 Fig. 9.- Characteristic elements of the alluvial sieve bars of the Rambla Castellarda.

de freno al drenaje aluvial y disminuye la competencia de carga con lo que incentiva el depósito de barras de cantos y gravas. Además, facilita el tamizado hori-

zontal de los limos y arcillas que podrían haber constituido la matriz del depósito y que es decantada frontalmente.

Los depósitos de barras de tamiz de

la franja terminal de estos abanicos se caracterizan estratigráficamente por presentar secuencias decimétricas granocrecientes de limos a cantos y por pasar lateralmente en sentido distal a limos ocre mediante un contacto neto no erosivo.

Contribución de los autores

C. Santisteban, trabajo de campo y redacción. A. Ramos, discusión de datos, revisión del manuscrito y supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo es parte del proyecto "Extensión tectónica cenozoica en el margen sur-oeste del Surco de Valencia (EXTECESUVA)" (2023/00651/001) financiado por la Generalitat Valenciana.

Se agradece a Raúl Esperante la revisión crítica del manuscrito y a Fernando García y Ana Rosa Soria las sugerencias aportadas como revisores.

Referencias

- Hooke, R.L. (1967) *Journal of Geology*, 75(4), 438–460.
<https://doi.org/10.1086/627271>
 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>

Gypsum crystal morphologies in lake sediments for paleoclimate reconstructions: a case study in Fuente de Piedra playa-lake (Málaga)

Morfologías de cristales de yeso en sedimentos lacustres para reconstrucciones paleoclimáticas: un caso de estudio en la laguna de Fuente de Piedra (Málaga)

Lucia Martegani^{1,2*}, Fernando Gázquez^{1,2}, Claudia Voigt¹, Alejandro Jiménez-Bonilla³, Miguel Rodríguez-Rodríguez³ and Klaus Reicherter⁴

¹Department of Biology and Geology, University of Almería, Spain. lm263@ual.es; f.gazquez@ual.es; cvoigt@ual.es

²Andalusian Centre for Global Change - Hermelindo Castro (ENGLOBA), University of Almería, Spain.

³Department of Physical, Chemical and Natural Systems, Pablo de Olavide University, Seville, Spain. mrodrod@upo.es; ajimbon@upo.es

⁴Institute of Neotectonics & Natural Hazards, RWTH Aachen University, Germany. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

*Corresponding author

ABSTRACT

Gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) is one of the most common evaporitic minerals on Earth. Its crystals exhibit diverse morphologies that can offer insights into their depositional environment. In this study, we analyzed the morphologies of gypsum deposits in a 14 m sedimentary sequence from Fuente de Piedra playa-lake (Málaga, Spain) to link the gypsum morphological variations and the lake sedimentary facies to changes in the past lake level. Precipitation of primary prismatic crystals prevailed during lake highstand periods. In contrast, lenticular gypsum crystals are consistently present throughout the entire core and do not seem to correlate to specific lake levels. An exception are macro-lenticular crystals, which seem to be associated with dry periods and high salinity water. Subrounded gypsum grains, eroded from former primary crystals, are also abundant along the sequence and usually concentrate in facies corresponding to stages of lake agitation during highstand periods. The absence of gypsum during lowstand periods can be attributed to relatively high contents of dissolved organic matter or, more likely, to reduced interaction between the lake and the saline groundwater aquifer beneath. Our results suggest that the occurrence of some gypsum morphologies can be used to infer paleo-lake levels.

Key-words: gypsum, morphological varieties, lake level reconstruction, playa-lake, paleoclimate.

RESUMEN

El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) es uno de los minerales evaporíticos más comunes en la Tierra. Sus cristales exhiben diversas morfologías que pueden proporcionar información sobre su entorno deposicional. En este trabajo analizamos las morfologías del yeso presentes en un testigo de sedimento de 14 m de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga), con el objetivo de relacionar los cambios en las morfologías y las facies sedimentarias con las variaciones de los niveles del lago en el pasado. La precipitación de cristales prismáticos prevaleció durante periodos de nivel del lago elevados. Los cristales microlenticulares, por su parte, están presentes en todo el testigo y no parecen estar relacionados con condiciones específicas. No obstante, los cristales macrolenticulares parecen estar asociados a periodos más secos de alta salinidad. Los granos de yeso subredondeados se encuentran en toda la secuencia y suelen concentrarse en facies relacionadas con etapas de agitación durante niveles elevados del lago. Por último, la ausencia de yeso durante niveles bajos puede atribuirse a una menor interacción entre el lago y el acuífero salino, o bien a contenidos relativamente altos de materia orgánica disuelta. Nuestros resultados sugieren que la presencia de ciertas morfologías del yeso puede utilizarse para reconstruir niveles paleolacustres.

Palabras clave: yeso, variedades morfológicas, reconstrucción del nivel del lago, playa-lake, paleoclima.

Geogaceta, 76 (2024), 11-14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104492>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

Gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) is the most abundant sulfate on Earth and one of the most common minerals in sedimentary environments, encompassing both marine and continental settings (Klein and Hurlbut, 1997). The importance of this evaporitic mineral has led to numerous investigations of its precipitation process, size distribution and morphology during the last few decades (e.g. Aref and Manaa, 2021). Particularly, the assessment of morphological varieties of gypsum

crystals in continental sediments can offer valuable insights into the conditions of gypsum formation (Cody and Cody, 1988; Magee *et al.* 1995; Vogel *et al.* 2010). Cody and Cody (1988) linked the diversity of gypsum morphologies with changes in water salinity, temperature, type and amount of dissolved organic compounds and pH in laboratory conditions. Other studies correlated the morphological characteristics of gypsum with their occurrence in continental subaqueous and subaerial depositional environments (Magee *et al.*, 1995), as well as with bio-

logical factors (Vogel *et al.*, 2010).

During the late-Quaternary, gypsum precipitation from Ca^{+2} - SO_4^{-2} -rich waters occurred in some Andalusian lakes (García-Alix *et al.*, 2022; Martegani *et al.*, 2023; Gázquez *et al.*, 2023). Here, gypsum formation is usually linked to water evaporation under temperate and arid climate, where Ca^{+2} and SO_4^{-2} are derived from dissolution of Triassic gypsum deposits (Valero-Garcés *et al.*, 2014).

Fuente de Piedra (FdP) playa-lake (Málaga), the largest saline lake in Andalusia (Fig. 1), contains abundant gyp-

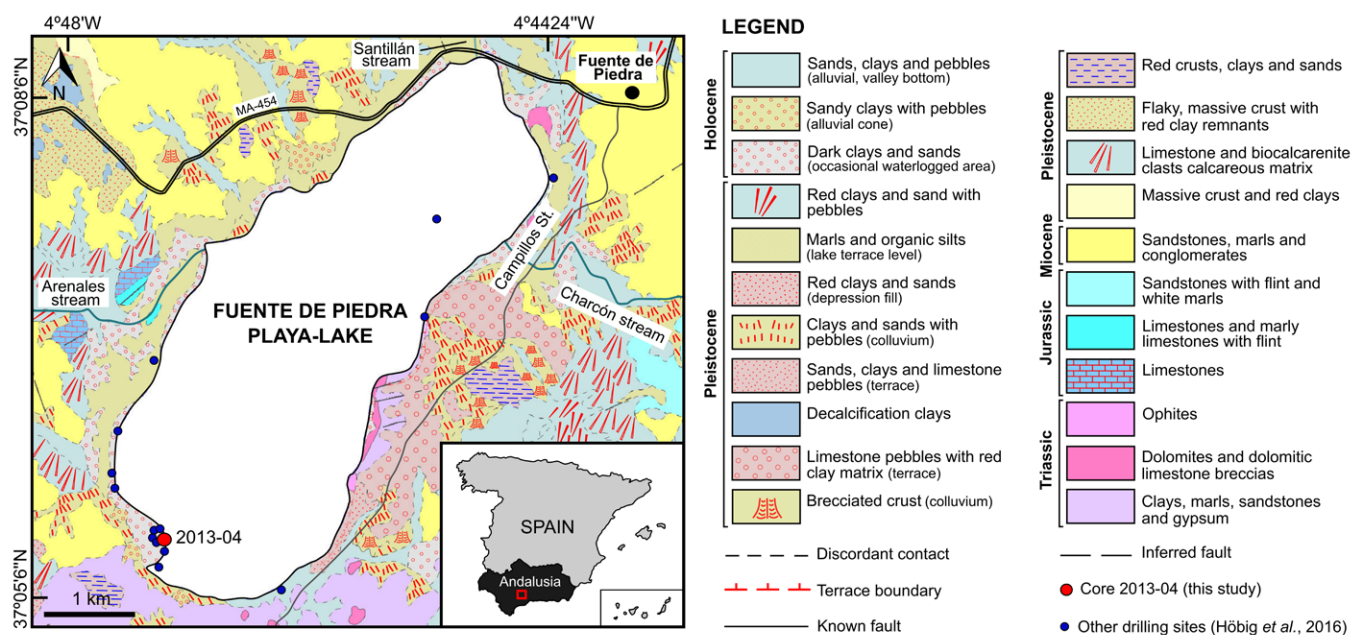


Fig. 1.- Location and lithology (Serrano García, 1982) of Fuente de Piedra playa-lake area. Core 2013-04 (this study) and other relevant drilling sites investigated by Höbig *et al.* (2016) are also shown. See color figure in the web.

Fig. 1.- Ubicación y litología (Serrano García, 1982) del área de la laguna de Fuente de Piedra. También se muestran el testigo 2013-04 (este estudio) y otros sitios de perforación relevantes investigados por Höbig *et al.* (2016). Ver figura en color en la web.

sum-rich sediments throughout its sedimentary sequence. These sediments have been investigated previously for paleoclimate reconstructions (Höbig *et al.*, 2016). These authors identified several lithofacies (denoted as from 1 to 5; Fig. 2) in sediment cores collected along the shore and the centre of the lake (Fig. 1). Core 2013-04, which is used in the present study, was collected from the southwestern shoreline and consist of fine-grained sediments, predominantly clays and carbonate muds, interspersed with evaporites. Lithofacies classification, conducted by Höbig *et al.* (2016) based on macro- and microscopic observation and geochemical data, enabled a preliminary reconstruction of the paleohydrological history of FdP paleo-lake during the late-Quaternary (30 cal. ka BP; calibrated kiloyears before present). Lithofacies 1 is not present in this core. Lithofacies 2 is mainly composed of massive clays with relatively elevated organic content, while lithofacies 3a and 3b essentially consist of beds of calcitic and dolomitic mud with some gypsum crystals. Lithofacies 4 and 5 are characterized by a dolomitic mud composition and present several gypsum morphologies. The distinction between them lies in the higher occurrence of subangular to subrounded gypsum and the absence of subaerial traits in lithofacies 5.

The great abundance of gypsum with different morphologies in the FdP sediments offers an opportunity to investigate whether changes in hydrological conditions of the lake resulted in changes in the typology of this mineral. In the present study, we characterize the gypsum crystal morphology in sediments from FdP playa-lake and establish a comparison with the lake level reconstruction of Höbig *et al.* (2016).

Geological and Climate settings

FdP playa-lake is the largest (13.5 km²) of the many lakes in southern Spain (Fig. 1). It is currently an ephemeral lake, with an average depth of <1 m (Rodríguez-Rodríguez, 2002). Climate of the study site is Mediterranean, with mild, wet winters and hot, dry summers. It is characterized by a pronounced seasonality in precipitation, mainly concentrated during spring and autumn (Bolle, 2003). In FdP playa-lake area, mean annual precipitation is about 500 mm.

The FdP playa-lake is located in the Betics fold-and-thrust belt, in an area interpreted as a canopy of Triassic evaporites (Fig. 1; Flich and Soto, 2022). Playa-lakes inception and evolution are controlled by karstification process of the underlying Triassic evaporites (Gutierrez *et al.*, 2002) and/or tectonic processes

active for the last 2 My (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016).

Mean values of lake water conductivity and salinity are 29.5 mS/cm and 17.6 g/l, but can reach values up to 156 mS/cm and 56 g/l, respectively (Rodríguez-Rodríguez, 2002).

Materials and methods

We investigated 250 gypsum-rich sediment samples from core 2013-04 (14 m depth), collected from the southwestern lakeshore of FdP playa-lake in 2013 (Fig. 1) using a vibracorer. This core is stored in the sediment repository of the RWTH Aachen University, Germany, and was previously investigated by Höbig *et al.* (2016). The samples were selected based on the presence of gypsum crystals and examined under a microscope to determine gypsum crystal morphologies following the classification by Cody and Cody (1988).

The different morphologies were categorized and then compared with the lake level reconstruction provided by Höbig *et al.* (2016). Note that in our study we do not refer our observations to ages but rather to depths. This is due to the imprecision of the current chronological model for core 2013-04, likely caused by reworked organic matter in the catchment area and the effects of hard water (see Höbig *et al.*, 2016).

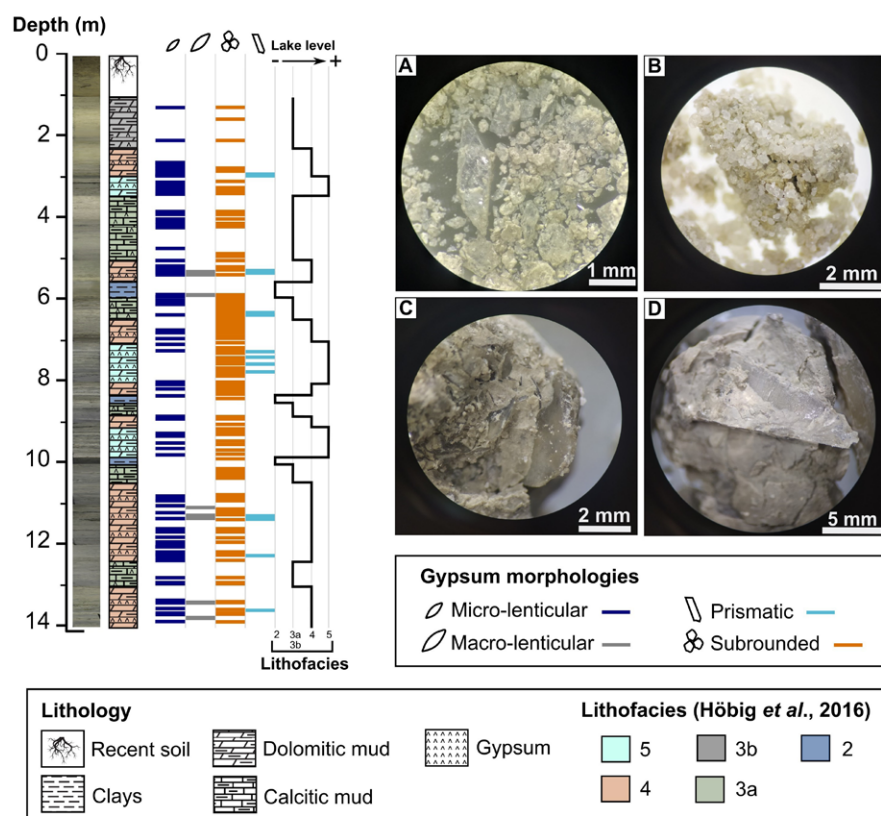


Fig. 2.- Gypsum morphologies identified in core 2013-04 of Fuente de Piedra playa-lake, based on the classification of Cody and Cody (1988): prismatic crystals (A), subrounded sand-size gypsum grains (B), micro-lenticular crystals (C) and macro-lenticular crystals (D). Lithological features, lithofacies and lake level reconstruction interpreted by Höbig et al. (2016) are displayed for comparison. See color figure in the web.

Fig. 2.- Morfologías de yeso identificadas en el testigo 2013-04 de la Laguna de Fuente de Piedra basadas en la clasificación de Cody y Cody (1988): cristales prismáticos (A), granos de yeso subredondeados de tamaño de arena (B), cristales mirolenticulares (C) y cristales macrolenticulares (D). A modo de comparación se muestran las características litológicas, las litofacies y la reconstrucción del nivel del lago interpretadas por Höbig et al. (2016). Ver figura en color en la web.

Results and discussion

The gypsum crystals in core 2013-04 are whitish to beige in color, with no visible impurities (*i.e.*, clay minerals) in most cases. They typically occur as mm- to cm-thick layers or as isolated crystals embedded in finer clayey material. Based on the macro- and microscopic observations, gypsum crystals were divided into different morphological varieties: (1) mm to cm-sized prismatic crystals, (2) subrounded sand-size gypsum grains, previously interpreted as “detrital” or reworked gypsum by Höbig et al. (2016) and (3) single or twinned micro-lenticular and (4) macro-lenticular crystals (mm to cm-scale, respectively) (Fig. 2).

The abundance of each gypsum morphology varies significantly along the core (Fig. 2). Prismatic crystals (Fig. 2A) are exclusively observed in lithofacies 4 and 5. In general, prismatic crystals form preferentially in the water column of saline lakes (Mees et al., 2012). They

develop in environments with relatively stable conditions, low concentrations of dissolved organic compounds and grow primarily independent of temperature (Cody and Cody, 1988). Höbig et al. (2016) interpreted the occurrence of carbonate muds and the absence of subaerial features as a relatively deep environment during lithofacies 5, when FdP probably was a permanent lake. These conditions, attributed to stages of lake highstands, align with the requirements for prismatic crystal precipitation. Therefore, their occurrence in lithofacies 5 support this interpretation.

Regarding lithofacies 4, Höbig et al. (2016) inferred a hydrologically dynamic environment, characterized by alternating periods of relatively calm deep conditions, marked by carbonate mud precipitation and clay flocculation (similar to lithofacies 5), periods of turbulent conditions caused by water agitation and periods of relatively lower water levels due to more arid conditions. The prismatic

crystals found in lithofacies 4, therefore, probably formed during the deep water stages.

Subrounded gypsum grains (Fig. 2B) are consistently found throughout the entire core. In most cases, they coincide with lithofacies 4 and can be associated with the periods of agitations pointed out by Höbig et al. (2016). This morphology suggests post-depositional sediment reworking within the playa-lake, potentially induced by waves and currents. Aref and Mana'a (2021) also interpreted similar subangular to subrounded grains (“clastic gypsum”) as being formed through extensive transportation by flood currents and/or wind action. Further studies on the reworked gypsum grains of FdP playa-lake are necessary to determine the relationship between the duration of the reworking period and the transport distance to other parts of the basin.

Lenticular gypsum is the most common morphology in sediments in subaerial settings, but it can also form sub-aqueously in certain environments (*e.g.*, Aref, 1998). Therefore, this morphological type provides limited environmental information (Cody and Cody, 1988; Mees et al., 2012). Micro-lenticular crystals of gypsum (Fig. 2C) are present in all the lithofacies, corresponding to both high and low lake levels. Macro-lenticular crystals (Fig. 2D), on the other hand, are less common and appear in few intervals of lithofacies 4. This could be related to the drier periods described by Höbig et al. (2016) within lithofacies 4, identified by the presence of gypsum embedded in the clayey sediments and the occurrence of subaerial traits. The salinity increase during relatively long periods could have led to a decrease in nucleation density, resulting in coarser gypsum crystals (Cody and Cody, 1988).

Gypsum is generally absent during lowstand periods (lithofacies 2). Höbig et al. (2016) interpreted this lithofacies as pond deposits, characterized by fluctuating water levels and higher organic content compared to other lithofacies. This may suggest that lake water was undersaturated in gypsum, likely due to less interaction of the lake with saline groundwater beneath, as suggested for other playa-lakes (Mediavilla et al., 2020). Furthermore, the presence of higher levels of dissolved organic compounds, possibly derived from the decomposition of vegetal remains (*e.g.* humic acids) present in the pond deposits, could have

acted as inhibitors agents and may have reduced the rate and/or quantity of gypsum precipitation (Cody and Cody, 1988; Cao *et al.*, 2022).

Conclusions

The results of this study show the utility of gypsum morphology assessment to understand the environmental variations in playa-lakes. In the sedimentary sequence of Fuente de Piedra playa-lake, diverse morphologies of gypsum crystals were described and associated with different lake level stages. Consistent with earlier investigations, our results demonstrate that adding gypsum morphologies to the lithological and hydrological characterization of lakes, can help to further enhance our understanding of paleoenvironmental changes.

Author contributions

L.M. characterized the gypsum samples and drafted the preliminary version of the manuscript. F.G. obtained funds for this study and supervised the analyses. M.R.R., A.J.B., and C.V. participated in the conceptualization of the study. K.R. collected the cores from the lake and was involved in sample preparation. All the authors contributed to the writing of the manuscript.

Acknowledgments

This study was funded by the PALEOQUANT project (P18-RT-871; of the Andalusian Regional Government and FEDER Regional Development Funds) and the GYPCLIMATE project (PID2021-123980OA-I00, Ministry of Economy and Competitiveness of Spain and FEDER European Regional Development Funds). L.M. was funded by the FPU21/06924 grant of the Spanish Ministerio de Educación y Formación Profesional. Dr. F.G.

acknowledges the Ramón y Cajal fellowship, RYC2020-029811-I and the grant PPIT-UAL, Junta de Andalucía-FEDER 2022-2026 (RyC-PPI2021-01). C.V. was funded by the Marie Curie-Sklodowska post-doctoral fellowship (#101063961).

References

- Aref, M.A. (1998). *Sediment*, 45:245–262. <https://doi.org/d9nk2s>
- Aref, M.A. and Mannaa, A.A. (2021). *Environmental Earth Sciences*, 80, 47 (2021). <https://doi.org/mfc3>
- Bolle, H.J. (2003). *Mediterranean Climate. Variability and Trends*. (H.J. Bolle, Ed.). Springer Science & Business Media, Berlin, 393 pp.
- Cao, T., Rolf, J., Wang, Z., Violet, C. and Elimelech, M. (2022). *Water Research*, 218, 118500. <https://doi.org/mncp>
- Cody, R.D. and Cody, A.M. (1988). *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (2), 247–255. <https://doi.org/fs4vgh>
- Flinch, J.F. and Soto, J.I. (2022). *Marine and Petroleum Geology*, 143, 105782. <https://doi.org/mf56>
- García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Gázquez, F., Monedero-Contreras, R., López-Avilés, A., Jiménez-Espejo, F.J., Rodríguez-Rodríguez, M., Camuera, J., Ramos-Román, M.J. and Anderson, R.S. (2022). *CATENA*, 214, 106292. <https://doi.org/mfd3>
- Gázquez-Sánchez, F., Jiménez-Espejo, F., Rodríguez-Rodríguez, M., Martegani, L., Voigt, C., Ruiz-Lara, D., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Morellón, M. and Martín-Puertas, C. (2023) *Scientific Reports* 13, 18815. <https://doi.org/mfv9>
- Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, J. and Durán, J.J. (2002). *Carbonates and Evaporites* 17 (2), 121–133. <https://doi.org/d595jt>
- Höbig, N., Mediavilla, R., Gibert, L., Santisteban, J.I., Cendon, D.I., Ibañez, J. and Reicherter, K. (2016). *Quaternary International*, 407, 29–46. <https://doi.org/f8qd5k>
- Klein C. and Hurlbut C. S. (1997). *Manual de mineralogía*, vol. 2. Reverté, Barcelona, 679 pp.
- Magee, J.W., Bowler, J.M., Miller, G.H. and Williams, D.L.G. (1995). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113:3–42. <https://doi.org/fvdjnb>
- Martegani, L., Gázquez, F., Melles, M., Schröder, T. and Reicherter, K. (2023). *Geogaceta*, 73, 43–46. <https://doi.org/mfwb>
- Mediavilla, R., Santisteban, J.I., López-Cilla, I., Galán de Frutos, L. and de la Hera-Portillo, A. (2020). *Water*, 12, 1911. <https://doi.org/mfzw>
- Mees, F., Casteneda, C., Herrero and J. and van Ranst, E. (2012). *Journal of Sedimentary Research* 82, 37–52. <https://doi.org/fzvm2f>
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2002). *Contribución hidrogeológica y limnológica a la caracterización ambiental de zonas húmedas de Andalucía oriental*. Ph.D. Thesis. University of Granada, Spain, 208pp.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Martos-Rosillo, S. and Pedrera, A. (2016). *Journal of Hydrology*, 543, 462–476. <https://doi.org/f9hts2>
- Serrano García, A.M. (1982). *Geological Map of Spain 1:50,000, sheet No. 1023 (Antequera) and report*. IGME, Madrid, 50 p.
- Valero-Garcés, B., Morellón, M., Moreno, A., Corella, J. P., Martín-Puertas, C., Barreiro, F., Pérez, A., Giral, S. and Mata-Campo, M. P. (2014). *Sedimentary Geology*, 299, 1–29. <https://doi.org/f5r528>
- Vogel, M.B., Des Marai, D.J., Parenteau, M.N., Jahnke, L.L., Turk, K.A. and Kubo, M.D.Y. (2010). *Sedimentary Geology*, 223:265–280. <https://doi.org/bhm533>

Sedimentology for energy transition: SOSGAS project, an example of workflow approach to reservoir quality assessment

Sedimentología para la transición energética: proyecto SOSGAS, un ejemplo de flujo de trabajo para la evaluación de calidad de reservorios

César Viseras^{1*}, Patricia Cabello², Luis M. Yeste¹, Juan Alcalde³, Miguel López-Blanco², José L. Cuevas², Marc Gil-Ortiz⁴, Luca Caracciolo⁵, Fernanda De Mesquita Veloso⁶, Niklas Heinemann⁷, Oriol Falivene⁸, Augusto N. Varela^{9,10}, Eider Rúa², Anabell Blanco¹¹ and Javier Jaímez¹²

¹ Departamento de Estratigrafía y Paleontología (SEDREGROUP). Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. viseras@ugr.es lmyste@ugr.es

² 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, m.lopezblanco@ub.edu, eider.rualkain@ub.edu

³ Geociencias Barcelona (GEO3BCN), CSIC, C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain. jalcalde@geo3bcn.csic.es

⁴ Dept. Mineralogia, Petrologia i Geologia 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

⁵ Lehrstuhl für Geologie, GeoZentrum Nordbayern, Friedrich - Alexander Universität, Schlossgarten 5, 91054 Erlangen, Germany. luca.caracciolo@fau.de

⁶ Risk and Prevention Division Safety and Performance of Subsurface, Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, 45060, France. f.veloso@brgm.fr

⁷ School of Geosciences, University of Edinburgh, Edinburgh EH9 3FE, UK. n.heinemann@ed.ac.uk

⁸ Shell International Exploration and Production, Houston, TX, USA. Oriol.Falivene@shell.com

⁹ Cátedra de Micromorfología de Suelos, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Calle 122 y 60 s/n (1900), La Plata, Argentina. augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar

¹⁰ CONICET, Y-TEC (YPF-Tecnología), Av. Del Petróleo s/n (1923), Berisso, Argentina. augusto.n.varela@ypf.com

¹¹ Repsol Technology Lab, Agustín de Bentancourt, S/N, 28935, Madrid, Spain. anabell.blanco@repsol.com

¹² Unidad de Perforación y Testificación de Rocas. Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC). C/ Profesor Juan Osorio s/n. 18071 Granada, Spain. jjaimenz@ugr.es

*Corresponding author

RESUMEN

Se presenta el flujo de trabajo de investigación utilizado en el proyecto SOSGAS, encaminado a la Evaluación de Calidad como Reservorio de CO₂ y H₂ verde de formaciones clásticas Mesozoicas y Cenozoicas heterogéneas de origen fluvial y deltaico de la Meseta Ibérica y de las Cuencas del Ebro y de Graus-Tremp. Mediante el estudio integrado de datos de afloramiento y subsuelo (a partir de sondeos traseros a los afloramientos) se elaboran modelos conceptuales de cada ejemplo estudiado que describen las variaciones de las heterogeneidades sedimentarias y que conducen a la modelización estática de los distintos geocuerpos y de sus propiedades petrofísicas. Finalmente, la modelización dinámica basada en experimentos de simulación de inyección de gas (CO₂ e H₂) en los modelos estáticos nos permite analizar la sostenibilidad de proyectos de geo-almacenamiento de estos fluidos clave en la transición energética.

Palabras clave: sedimentología, transición energética, geo-almacenamiento, CO₂, H₂ verde.

ABSTRACT

The research workflow developed in the SOSGAS project is presented, aimed at the Quality Assessment as a reservoir of CO₂ and green H₂ of heterogeneous Mesozoic and Cenozoic fluvial and deltaic formations of the Iberian Meseta and the Ebro and Graus-Tremp Basins. Through the integrated study of outcrop and subsurface data (derived from boreholes drilled behind the outcrops), conceptual models are developed for each examined case, describing variations in sedimentary heterogeneities. These models contribute to the static modelling of different geobodies and their petrophysical properties. Finally, dynamic modelling, based on gas injection simulation experiments (CO₂ and H₂) into static models, enables the analysis of the sustainability of geo-storage projects for these key fluids in the energy transition.

Keywords: sedimentology, energy transition, geo-storage, CO₂, green H₂

Geogaceta, 76 (2024), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104487>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

Our society is immersed in a drastic change in the production model and this change affects, particularly in Europe, the way energy is obtained and consumed, reducing the environmental impact of the process as much as possible. The objective is to achieve this transformation without

renouncing the quality-of-life standards achieved by obtaining energy based on the exploitation of non-renewable natural resources. (BP 2021; IEA, 2022).

Thus, since the outbreak of the so-called industrial revolution, we have relied heavily on the use of fossil fuels (coal, oil and natural gas) to achieve a rapid development that has led to what is known as

the welfare society.

As fossil fuels are resources closely linked to sedimentary rocks, sedimentology has played a key role in their extraction, and continues to do so in the current situation where many fields under development are in production stimulation phases (Enhanced Oil Recovery, Improved Oil Recovery).

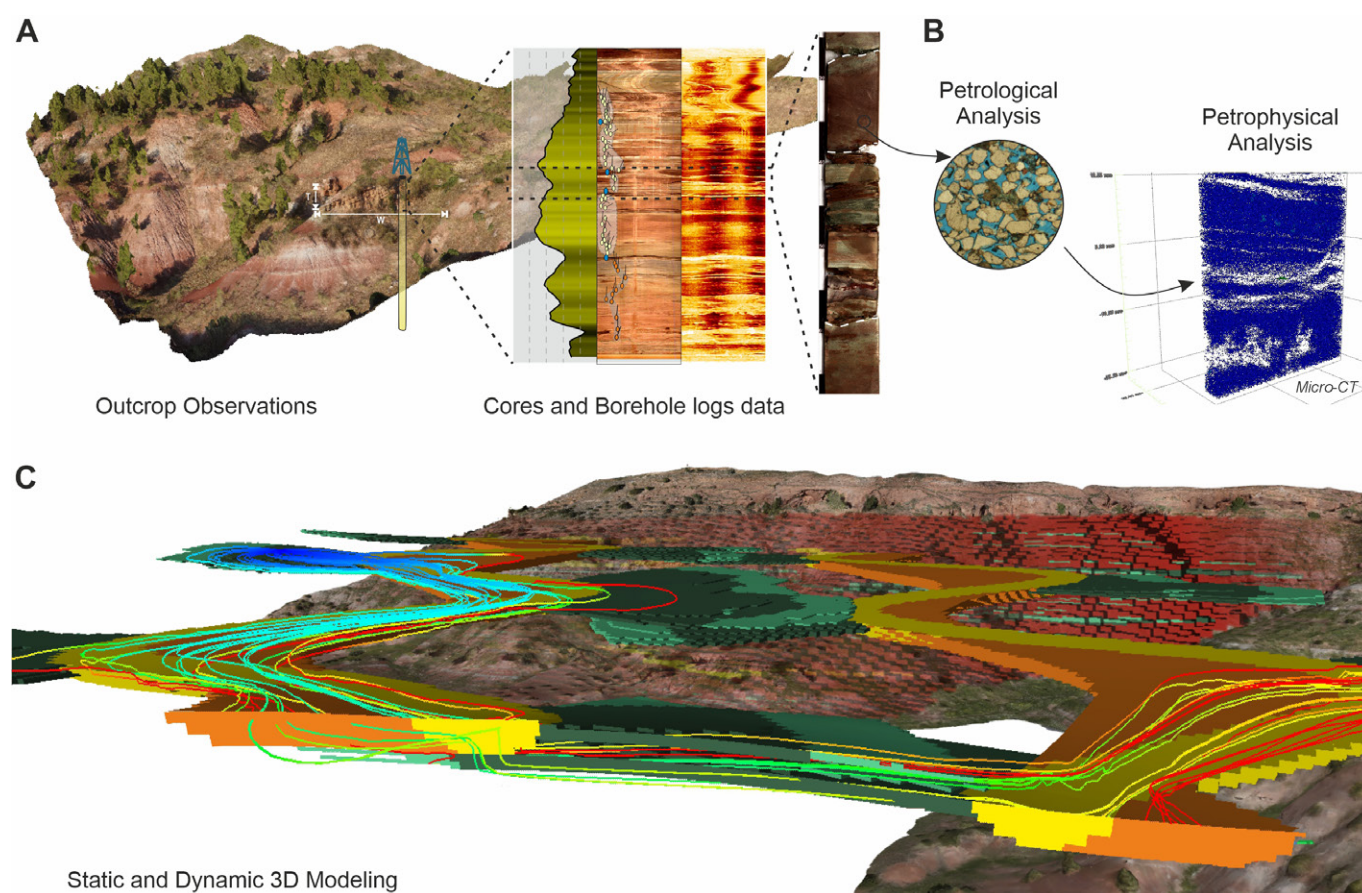


Fig. 1.- Outcrop/behind outcrop (OBO) characterization workflow for heterogeneous reservoirs. (A) Dataset derived from outcrop observation, cores and borehole logs. (B) Petrological and petrophysical analysis. (C) 3D realistic static and dynamic reservoir modelling.

Fig. 1.- Flujo de trabajo para la caracterización de afloramiento y datos de subsuelo (OBO) para reservorios heterogéneos. (A) Conjunto de datos derivados de la observación de afloramiento, testigos de roca y diagráfias de pozo. (B) Análisis petrológico y petrofísico. (C) Modelización 3D estática y dinámica de reservorios.

In the new geo-strategic energy paradigm, two fluids play a fundamental and very different role: CO₂ and green H₂, the former as one of the main industrial products whose emission into the atmosphere is to be reduced and the latter as one of the main sources of clean energy for the immediate future (Mediato *et al.*, 2015; Alcalde *et al.*, 2019, 2021). The possibility of storing both fluids in sedimentary rocks gives sedimentology a new leading role (Heinemann *et al.*, 2021).

The ALGECO2 and Pilot-Strategy projects, coordinated by the Spanish Geological and Mining Institute (IGME) and the Bureau de Recherches Géologiques e Minières (BRGM), respectively, have made an important advance in the knowledge of our subsurface for the geo-storage of CO₂ at the level of selection of favourable areas and structures (Zapatero *et al.*, 2009, Tyrologu *et al.*, 2023).

The coordinated project proposal **Impact of sedimentary heterogeneity of reservoirs on sustainable gas geo-storage (SOSGAS)** brings together the skills and complementary knowledge of two

sedimentology research groups from the universities of Barcelona and Granada. In addition, it brings together a total of 12 researchers and senior technicians from various European and American research organisations.

For this research project, a series of examples of Mesozoic and Cenozoic formations of fluvial and fluvio-deltaic origin in the Iberian Meseta and the Graus-Tremp and Ebro basins have been selected as models of clastic reservoirs of high heterogeneity in terms of reservoir and non-reservoir facies distribution

Sedimentary heterogeneity and fluid geo-storage

Low Net-to-Gross ratio sedimentary formations present heterogeneities at very different scales which, depending on the physico-chemical characteristics of the fluid in question, may represent potential baffles or permeability barriers. To simplify, we can speak of micro-, meso- and macroscale heterogeneity.

Macroscale heterogeneity is mainly

influenced by allogenic processes that control sediment supply, basin accommodation and the potential interconnectivity between reservoir facies, conditioning the distribution of sand-to-sand contacts within the formation.

At the mesoscale, the distribution of lithofacies and architectural elements within the reservoir also imprints a heterogeneity in this case of autocyclic origin, inherent to the dynamics of the sedimentary environment that gave rise to the reservoir rock (Veloso *et al.*, 2016; Varela *et al.*, 2021).

Finally, macro- and mesoscale heterogeneity is retouched at the microscale by modifications that may occur during eo-, meso- and telo-diagenesis stages (Henares *et al.*, 2014).

SOSGAS: a workflow approach to Reservoir Quality Assessment

In order to assess the reservoir quality, we first applied the OBO (Outcrop/Behind Outcrop) Characterization of reservoir analogs, (Henares *et al.*, 2016; Vi-

seras *et al.*, 2018; Yeste *et al.*, 2020) workflow to each example, which begins with the analysis of facies and architectural elements in situ supported by a Digital Outcrop Model performed by photogrammetry with Remotely Piloted Aircraft system (RPAS) for its morphometric characterization (Fig. 1A). From this study, a series of specific zones of the reservoir are selected in which drilling is carried out behind the outcrop to obtain a continuous core on which sampling is carried out for petrological and petrophysical analysis (Fig. 1B). In the shallow borehole battery, natural and spectral gamma ray logging, as well as optical and acoustic imaging logs are also taken.

The processing and integration of all the above data, obtained both from the outcrop and from the boreholes drilled in its vicinity, leads to a dense data set that will be used as input data for the

next phase of work: reservoir modelling (Fig. 1C).

Static modelling of the reservoir is achieved by producing modelling strategies that reproduces the heterogeneity distribution established in a conceptual model obtained from the outcrop study and its digital model. Using this realistic 3D static models, and considering different scenarios, the optimal number and spacing of hard data are decided in order to obtain a predictive model that matches the studied outcrop in terms of non-reservoir and reservoir facies distribution, as well as the static connectivity between the reservoir geobodies (Yeste *et al.*, 2020).

Based on the static model, a series of experiments are developed using different hypotheses of sand-to-sand connectivity between lithofacies of different petrophysical characteristics. In this way,

a pattern of wells is simulated in which some act as injectors and others as producers, obtaining different scenarios of fluid movement dynamics in the reservoir. (Cabello *et al.*, 2018, 2020; Sun *et al.*, 2023)

The application of this workflow aims to achieve an informed assessment of the quality of the reservoir, knowing details of its heterogeneity at different scales, potential baffles and permeability barriers as well as potential thief zones when recovering injected fluids (Fig.2).

In short, SOSGAS aims to provide objective and complete geological information that will allow technical decisions to be taken on the feasibility of using different types of clastic geobodies for this specific objective integrated in the energy transition.

The fine-tuning of this workflow with its application to these first examples will

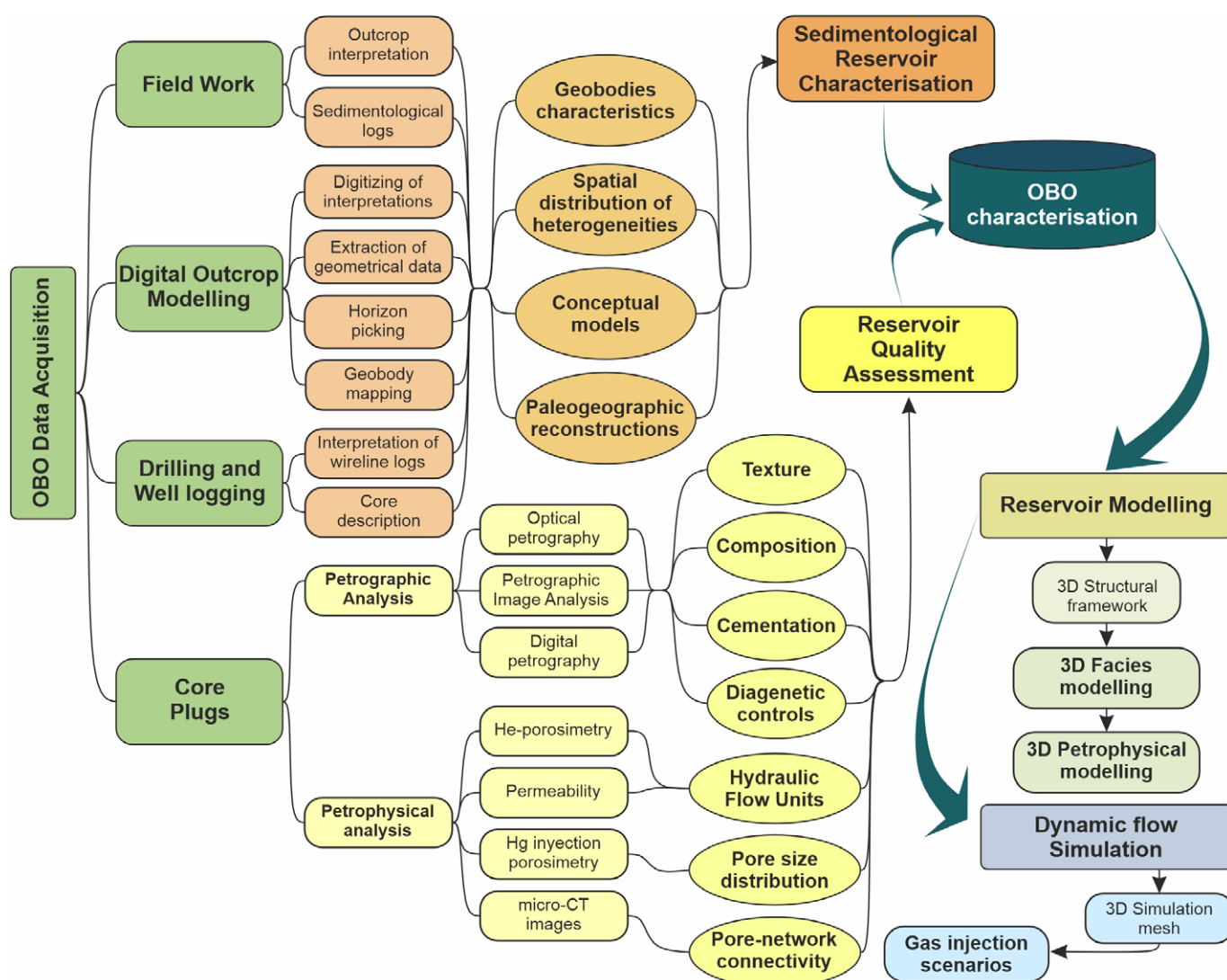


Fig. 2.- Flowchart with the Reservoir Quality Assessment procedure for gas geo-storage developed in the SOSGAS project.

Fig. 2.- Organigrama con el procedimiento de Evaluación de Calidad de Reservorios para el geo-almacenamiento de gas desarrollado en el proyecto SOSGAS.

hopefully serve as a basis for the extension of its application to rock assemblages originating from the dynamics of other sedimentary environments.

Conclusions

A sedimentological research workflow applicable to low net-to-gross ratio clastic formations is presented (Fig 2).

Using a dataset derived from the integration of outcrop observation, as well as cores and borehole logs obtained behind the outcrop, we conducted data analysis (OBO characterization). Robust static models were derived from the design of geostatistical modelling strategies aimed at reproducing the heterogeneity distribution based on the OBO characterization.

Finally, dynamic modelling allows prediction of fluid movement patterns in the reservoir.

The application of this workflow to fluvial and deltaic reservoirs is allowing the SOSGAS project to predict the sustainability of geo-storage of key fluids in the energy transition (CO₂ and green H₂), by identifying permeability barriers and baffles as well as thief zones in these highly heterogeneous reservoirs.

Author contributions

Viseras, Cabello, Yeste, structure and co-ordination, Alcalde, Heinemann, De Mesquita, Cuevas, methodology, Caracciolo, Varela, López-Blanco analysis, Falivene, Gil-Ortiz, Rúa, Jaímez, data acquisition.

Acknowledgements

Grants PID2022-140850OB-C21 and PID2022-140850OB-C22 funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033 and by "ERDF A way of making Europe". The support of the groups RNM369 (PAI), and 2021SGR00076 (GC). Additionally, we acknowledge the support of REPSOL EP, CEPSA EP, ENAGAS, SLB and AGGEP. The

quality of the paper has been substantially improved in response to the modifications proposed by Drs J. Soria and A. Pérez (Editor) and another anonymous reviewer.

References

- Alcalde, J., Heinemann, N., James, A., Bond, C.E., Ghanbari, S., Mackay, E.J., Haszeldine, R.S., Faulkner, D.R., Worden, R.H., Allen, M.J., (2021). *Mar. Pet. Geol.* 133, 105309.
<https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2021.105309>
- Alcalde, J., Heinemann, N., Mabon, L., Worden, R.H., de Coninck, H., Robertson, H., Maver, M., Ghanbari, S., Swennen, F., Mann, I., Walker, T., Gomersal, S., Bond, C.E., Allen, M.J., Haszeldine, R.S., James, A., Mackay, E.J., Brownsort, P.A., Faulkner, D.R., Murphy, S., (2019). *J. Clean. Prod.* 233, 963–971.
<https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2019.06.087>
- BP (2021). *Statistical Review of World Energy*, 70th edition, 69 p.
- Cabello, P., Berndt, C., Marin, M. A., Falivene, O., Marzo, M., (2020). *Geo-Temas*, 733–736 (printed version, ISSN: 1576-5172), 2792–2308 (digital version).
- Cabello, P., Domínguez, D., Murillo-López, M.H., López-Blanco, M., García-Sellés, D., Cuevas, J.L., Marzo, M., Arbués, P., (2018). *Marine and Petroleum Geology* 94, 19–42.
<https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2018.03.040>
- Heinemann, N., Alcalde, J., Miocic, J.M., Hangx, S.J.T., Kallmeyer, J., Osters-tag-Henning, C., Hassanpouryouzband, A., Thaysen, E.M., Strobel, G.J., Schmidt-Hattenberger, C., Edlmann, K., Wilkinson, M., Benthams, M., Haszeldine, R.S., Carbonell, R., Rudloff, A., (2021). *Energy & Environmental Science*, 14, 853.
<https://doi.org/10.1039/d0ee03536j>
- Henares, S., Caracciolo, L., Cultrone, G., Fernández, J. and Viseras, C., (2014). *Marine and Petroleum Geology*, 51, 136–151.
<https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2013.12.004>
- Henares, S., Caracciolo, L., Viseras, C., Fernández, J. and Yeste, L.M., (2016). *AAPG Bulletin*, 100 (9), 1377–1398.
<https://doi.org/10.1306/04011615103>
- IEA, (2022). *World Energy Outlook*, 523 p.
- Mediato J.F., García-Crespo J., Ayala C., Izquierdo E., García-Lobón J. L., Rubio F., Rey-Moral C., Pueyo E., (2015). En: *8th EUREGEO, Barcelona (Spain) Geological 3D Modelling – Posters*
- Sun, X., Cao, Y., Liu, K., Alcalde, J., Cabello, P., Travé, A., Cruset, D., Gomez-Rivas, E., (2023). *Journal of Hydrology* 617, 128936.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128936>
- Tyrologou P., Vamvaka A., Koukoulas N., Pedro J., Fleury M., Carneiro J., Ribeiro C., Ghikas D., Mpatsi A., Barradas J.P., Faria P., De Mesquita Lobo Veloso F. (2023). *Open Research Europe*. 85.
<https://doi.org/10.12688/openreseurope.15847.1>
- Varela A.N., Yeste L.M., Viseras C., García-García F., Moyano Paz, D. (2021). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 577, 110553.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110553>
- Veloso F.M.L., Navarrete R., Soria A.R., Meléndez N. (2016). *Marine and Petroleum Geology*, 73, 188–211.
<https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2016.02.032>
- Viseras, C., Henares, H., Yeste, L.M., García-García, F., (2018). In: *Fluvial Meanders and Their Sedimentary Products in the Rock Record* (Eds. M. Ghinassi, L. Colombero, N.P. Mountney and A.J.H. Reesink). IAS Special Publication, 48, 419–444.
<https://doi.org/10.1002/9781119424437.ch16>
- Yeste, L.M., Varela, A.N., Viseras, C., McDougall, N.D. and García-García, F., (2020). *Sedimentology*, 67, 3355–3388.
<https://doi.org/10.1111/sed.12747>
- Zapatero, M.A., Reyes, J.L., Martínez, R., Suárez, I., Arenillas, A., Perucha, M.A. (2009). Geological storage of CO₂ Plan (ALGECO2 project). IGME). <https://info.igme.es/algeco2/>

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -based interpretation of Miocene carbonates of the Miranda-Trebiño basin, NE Iberia: preliminary insights

Interpretación basada en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del Mioceno de la cuenca de Miranda-Trebiño, NE Iberia: primeros resultados

Zuriñe Larena^{1*}, Concha Arenas^{2,3}, Xabier Murelaga¹ and Juan Ignacio Baceta¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología. Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU Apartado 644, E-48080 Bilbao. zurine.larena@ehu.eus, juanignacio.baceta@ehu.eus and xabier.murelaga@ehu.eus

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, E-50009-Zaragoza. carenas@unizar.es

³ Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA) and GeoTransfer Group.

*Corresponding autor

ABSTRACT

The stable isotopes (C and O), bulk mineralogy and sedimentary facies types of the Miocene lacustrine-palustrine carbonates of the Cucho Section (Miranda-Trebiño basin, N Iberia) are studied. The results indicate deposition in a freshwater carbonate lake recording significant biogenic CO_2 input, changing Precipitation/Evaporation rates and variations in vegetation cover and pedogenesis on palustrine areas. Short-lived stages of higher salinity and evaporative conditions are recorded by the relative abundance of fine-grained dolomite. The highest $\delta^{13}\text{C}$ values suggest ^{12}C sequestration in anoxic bottom waters due to water column stratification. These new data support the general deepening trend of the lake system established from previous sedimentological analyses.

Key-words: Lacustrine-palustrine, carbonates, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Climate, Hydrology.

RESUMEN

Se presenta el estudio integrado de facies sedimentarias, isótopos estables (C y O) y mineralogía total de los carbonatos miocenos lacustres-palustres de Cucho (Cuenca de Miranda-Trebiño, Norte de Iberia). Los resultados indican un contexto de lago carbonatado de agua dulce que registró aporte significativo de CO_2 biogénico, cambios en la relación Precipitación/Evaporación y variaciones en la cobertura vegetal y pedogénesis en contextos palustres. Se infieren estadios de elevada salinidad y evaporación a partir de la abundancia relativa de dolomita de grano fino. Los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ podrían asociarse al secuestro de ^{12}C en el fondo anóxico por estratificación de la columna de agua. Los datos apoyan la tendencia de profundización general deducida por análisis sedimentológicos previos.

Palabras clave: Lacustre-palustre, carbonatos, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, clima, hidrología.

Geogaceta, 76 (2024), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104481>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

The environmental information (i.e., depositional, climatic and hydrologic conditions) obtained from stratigraphic and sedimentologic studies of lacustrine and palustrine carbonate systems can be complemented with geochemical proxies, such as $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (Talbot and Kelts, 1990; Benavente et al., 2019). In addition, mineralogical and paleontological proxies also provide useful data for environmental interpretation (Moreau et al., 2023). In the Iberian Peninsula, such multidisciplinary approach has been applied with success to the Oligocene and Miocene successions of the Ebro, Duero and Madrid basins (Alonso-Zarza et al., 1992; Arenas et al., 1997; Luzón et al., 2002; Armenteros et al., 2002). However, many other, usually smaller, continental basins in Iberia still lack such type of multidisciplinary database.

This work presents the first $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data from the Lower Miocene palustrine and lacustrine deposits exposed in the Cucho section (Miranda-Trebiño Basin, MTB; Fig. 1). These preliminary results complement previous stratigraphic and sedimentologic information of the same section (Larena et al., 2024) by giving further evidence of environmental conditions during the deposition of those carbonates.

Geological setting. Stratigraphic and sedimentologic context

The study area is located in the MTB, a piggy-back basin developed in the southern sector of the Basque-Cantabrian Pyrenean region during the emplacement of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes thrust sheet over the Ebro and

Duero foreland basins. It developed from the late Paleogene until the Middle Miocene. The MTB contains up to 3000 m of continental deposits (clastic and carbonate) representing different depositional conditions, from alluvial to palustrine-lacustrine environments (Riba, 1956, 1961; Riba and Jurado, 1992).

The succession studied at Cucho consists of 160 m of carbonate (limestones, and rare dolomitic limestones and dolostones), clastic (mudstones and sandstones), mixed (marls and marlstones), and organic-rich facies (coal layers) (Larena et al., 2024). These facies are grouped into three facies associations representing alluvial (FA1), palustrine (FA2) and lacustrine (FA3) environments. This work is focused on the carbonate facies of FA2 and FA3. Bioturbated massive wackestones (Lwb) and nodular marly limestones (Lwn) are representative facies of FA2.

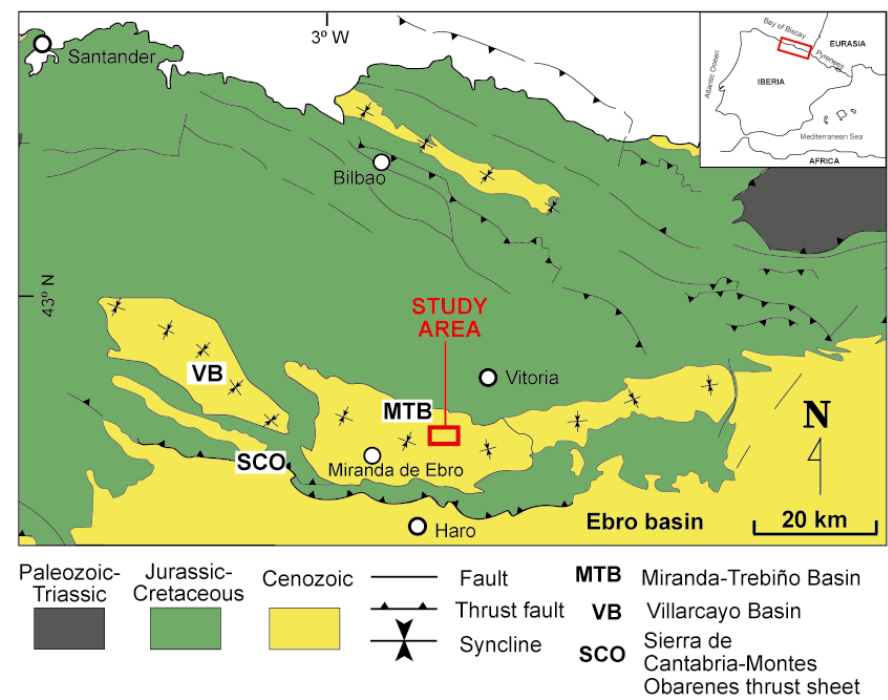


Fig. 1.- Location of the Cucho section in the Basque-Cantabrian Pyrenean Basin and in the Miranda-Trebiño Basin (MTB). See the color figure in the Web.

Fig. 1.- Localización de la sección de Cucho en la Cuenca Vasco-Cantábrica pirenaica y la Cuenca de Miranda-Trebiño. Ver figura en color en la Web.

Massive wackestones (Lwm), mudstones with scattered silt-sized quartz grains (Lmq), laminated wackestone-packstones (Lw-pl), laminated mudstone-wackestone (Lw-wl) and massive dolostones (MD) characterise FA3.

Five stratigraphic sequences, 28 to 43 m thick, have been described in the

Cucho section (S1 to S5; Fig. 2). Their boundaries are abrupt facies changes. The sequences represent five asymmetric depositional cycles, each starting with terrigenous fluvial facies grading vertically to palustrine and lacustrine fine-grained carbonate deposits (Larena et al., 2024). The cycle trends are fining-upward, but

the general trend of the Cucho succession exhibits a coarsening-upward evolution up to the base of cycle S4, given by the increasing thickness and grain size of the detrital deposits in S4, and afterward a gentle fining-upward evolution.

Methodology

Thirty samples corresponding to the different carbonate facies mentioned above were selected through the Cucho section (Table I; Fig. 2) for mineralogical and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) analyses. Prior to sampling, all carbonate samples were texturally characterised through petrographic observations. Then, samples for the geochemical analyses were obtained with a microdrill, avoiding cements and other artifacts (e.g., fossils or organic matter).

The mineralogical composition of all samples was determined by X-ray diffraction. The analyses were carried out at the X-Ray Services, Unit of Rocks and Minerals of the General Research Services (SGIker) of the University of the Basque Country (Spain), using a PANalytical CubiX diffractometer, equipped with copper tube, vertical goniometer, programmable slits, automatic sample exchanger, filter nickel and PixCel detector. The measurement conditions have been 40 KV and 40 mA, with a sweep between 5 and 70° 2 theta.

Sample	Facies	% Calcite	% Dol	% Quartz	% Arg	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)	Sample	Facies	% Calcite	% Dol	% Quartz	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)
C1-1	Lmq	93	1	6		-1.7	-7.24	C3-2	Lwm	92	1	7	-1.7	-5.57
C1-5	MD		99	1		-1.7	-0.83	C3-6	Lwm	98		2	-1.65	-5.88
C1-7	Lm-wl	72		28		-5.17	-3.36	C3-8	Lwm	98		2	0.58	-6.2
C1-8	MD		98	2		-2.88	-0.79	C3-9	Lw-pl	98		2	0.76	-5.55
C1-9	Lwb	95		5		-2.9	-5.92	C3-11	Lwm	100			-0.81	-6.11
C1-12B	Lm-wl	94	2	4		-5.33	-5.63	C3-15	Lwm	98		2	-5.24	-5.62
C1-14	Lm-wl	80	18	2		-3.16	-5.64	C3-16	Lwm	100			-6.74	-7.9
C2-3	Lwn	98		2		-3.97	-6.65	C3-18	MD	40	59	1	-5.22	-1.86
C2-5	Lwn	95		5		-6.28	-6.94	C3-23	Lwm	100	1		1.04	-5.59
C2-6	Lmq	79	6	15		-5.88	-7.37	C3-25	Lwm	99		1	0.01	-4.53
C2-8	MD		85	15		-4.63	-1.73	C3-29	Lwm	98		2	-1.58	-5.57
C2-13	MD		96	4		-4.24	-1.24	C3-31	Lw-pl	99		1	-0.5	-6.01
C2-14	MD		98	2		-4.51	-1.77	C4-1B	Lw-pl	97		3	3.01	-5.8
C2-19B	Lw-pl	87		5	8	-1.37	-4.86	C4-2A	Lw-pl	99		1	2.33	-4.3
C2-21*	Lw-pl	92		8		-0.65	-3.05	C4-3	Lw-pl	96		4	0.06	-5.91

Table I.- Mineralogical and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data. Sample C2-21* contains traces of smectite. The mineral composition is indicated in % weight as semiquantitative estimation. Location of samples is in Figure 2. Dol: dolomite. Arg: aragonite.
Tabla I.- Datos de mineralogía, y valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. La muestra C2-21 contiene indicios de esmectita. La composición mineral se indica en % en peso como estimación semicuantitativa. Localización de las muestras en la Figura 2. Dol: dolomita. Arg: aragonito.*

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios were performed at the Servicios Científico-Técnicos of the University of Barcelona. The values were measured in a mass spectrometer (MAT-252, Thermo Finnigan; Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA), following standard procedures (McCrea, 1950). The results are reported in ‰ notation relative to Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). The reproducibility was better than ± 0.03 in $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.06 in $\delta^{18}\text{O}$.

Results

Bulk mineralogy

Table I shows the mineralogical composition of all analysed carbonate samples. Most samples are formed of calcite, with values ranging between 72 to 100% of the bulk rock. In most of the samples there are very small amounts of detrital quartz (0 to 8%), except for three samples that contain between 15 and 28%.

A few samples have high dolomite content (Fig. 2): one in S1, one in S2, three in S3 and one in S5. Quartz content varies between 0 and 28%. Clay minerals are rare to absent; only smectite has been identified in one sample from the base of the section (C2-21).

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data

Table I shows the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the analysed samples, whose temporal distribution is in Figure 2.

The set of values has wide variability: $\delta^{18}\text{O}$ values vary between -0.79 and -7.9 ‰ (mean: -4.85 ± 2.04 ‰) and $\delta^{13}\text{C}$ between 3.01 and -6.74 ‰ (mean: -2.3 ± 2.63 ‰). The correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values is absent ($r = -0.07$).

With respect to $\delta^{13}\text{C}$, the highest values correspond to the laminated wackestone-packstone (Lw-pl), with a mean of 0.52 ± 1.62 ‰ (Table II). The remaining facies have negative $\delta^{13}\text{C}$ values, being the lowest values those of the nodular limestones

Facies	n	$\delta^{13}\text{C}$ (aver \pm s)	$\delta^{18}\text{O}$ (aver \pm s)	Coef correl (r)
Lwb	1	-2.9	-5.92	
Lwn	2	-5.13 ± 1.63	-6.80 ± 0.21	1
Lw-pl	7	0.52 ± 1.62	-5.07 ± 1.09	-0.19
Lwm	10	-2.13 ± 2.69	-5.48 ± 1.53	-0.03
Lmq	2	-3.79 ± 2.96	-7.31 ± 0.09	1
Lm-wl	3	-4.55 ± 1.21	-4.88 ± 1.31	-0.45
MD	5	-3.59 ± 1.27	-1.27 ± 0.47	0.88

Table II.- Average $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of facies and correlation coefficient.

Tabla. II.- Promedio de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las facies y coeficiente de correlación.

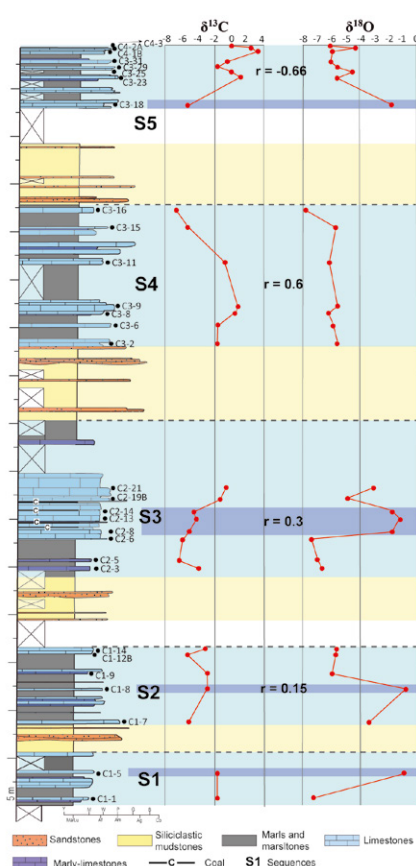


Fig. 2.- Stratigraphic log from Cucho section showing different lithologies and samples. The vertical evolution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. The purple bands correspond to samples with predominant dolomite. In the sequences are indicated the correlation coefficient (r). See the color figure in the Web.

Fig. 2.- Columna estratigráfica de la sección de Cucho presentando las diferentes litologías y muestras. Evolución vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. Las bandas moradas se corresponden con muestras donde predomina la dolomita. En cada secuencia está indicado el coeficiente de correlación (r). Ver figura en color en la Web.

(Lwn, mean: -5.13 ± 1.63 ‰). Regarding $\delta^{18}\text{O}$, the highest values correspond to samples with dominant dolomite (-1.27 ± 0.47 ‰). The lowest values are those of the massive limestones containing quartz grains (Lmq; mean: -7.31 ± 0.09 ‰) and the nodular limestones (Lwn; mean -6.80 ± 0.21 ‰).

The vertical evolution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the sequences present both increasing and decreasing trends (Fig. 2). The correlation coefficients are low, positive and negative. It is remarkable the negative value in S5 ($r = -0.66$; $N = 8$).

Discussion

The isotopic composition of facies

The negative $\delta^{13}\text{C}$ values are consistent with an environment that received

variable CO_2 derived from vegetated areas around and in the lake (Talbot and Kelts, 1990). The varying $\delta^{13}\text{C}$ can be interpreted in terms of changes in the amount of vegetation development and intensity of the associated pedogenic processes. In this regard, the low $\delta^{13}\text{C}$ values of facies Lwn are consistent with intense pedogenesis (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

In contrast, high and positive $\delta^{13}\text{C}$ values could be related to ^{12}C sequestration from the Total Dissolved Inorganic Carbon (TDIC) in anoxic bottom waters due to water stratification (cf, Leng and Marshall, 2004). This situation would be compatible with a high productivity in the lake, favouring the formation of laminated facies consisting of bioclasts (facies Lw-pl). Whether the high $\delta^{13}\text{C}$ values could be a consequence of other processes (e.g, methanogenesis) requires further investigation.

The $\delta^{18}\text{O}$ values of the calcite-dominated facies fall within the range of freshwater lakes with no significant effects of evaporative processes, varying slightly due to diagenetic modifications in palustrine areas (Alonso-Zarza and Wright, 2010; Moreau et al., 2023). The low $\delta^{18}\text{O}$ values of facies Lmq are consistent with water renewal supplying fine sediment, and the low values of facies Lwn fit ^{16}O -rich surface water in palustrine conditions.

As per the dolomite-bearing samples, with the highest $\delta^{18}\text{O}$ values, the small crystal size (i.e., dolomicrite) made it difficult to establish whether dolomite is primary or diagenetic. However, the presence of limestone and marl beds with gypsum pseudomorphs above and below the dolomitic layers suggests dolomite precipitation during very early diagenesis (Arenas et al., 1997) and primary precipitation is not excluded. In either case, high $\delta^{18}\text{O}$ values of the dolomite-rich beds are consistent with stages of high salinity and evaporative conditions (Valero-Garcés et al., 2020).

Deepening-shallowing cycles

The isotopic record of the 5 sedimentary cycles in Figure 2 can also be interpreted in terms of changes in environmental conditions, though the small number and sparse distribution of data limits conclusive insights, in particular in S1.

Considering the aforementioned interpretations, the isotopic trends reflect

changes in the biogenic CO₂ input, water residence time or evaporation effects, as well as in water supply or water table fluctuations through time (cf. Platt, 1989; Arenas et al., 1997).

Sequence S2 represents deepening with slightly changing biogenic CO₂ inputs through time. Sequence S3 reflects shallowing, including evaporative conditions, and overall decrease in vegetation cover, likely due to lowering Precipitation/Evaporation rate (P/E).

Sequences S4 and S5 show overall deepening trends, suggestive of rising P/E. But their $\delta^{13}\text{C}$ trends are opposite. S4 records a gradual decrease, which is consistent with high organic production from plants. In contrast, S5 shows a complex, overall increasing $\delta^{13}\text{C}$ trend, suggesting relatively high TDIC, which might be related to ¹²C removal from the system in the anoxic bottom during water stratification (Leng and Marshall, 2004). Moreover, the negative correlation coefficient between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($r=-0.66$; $N=8$) might reflect open lake conditions.

Conclusions

This study presents preliminary insights on the depositional, climatic and hydrological conditions of a lacustrine and palustrine succession in the Miranda-Treviño Basin, based on the stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$), coupled with facies analysis. The sedimentological features of the different sedimentary facies are consistent with the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. They reflect changes in depositional, climatic and hydrological conditions: biogenic CO₂ input, water residence time or evaporation effects, water supply and water table fluctuations through time.

Based on the isotopic composition, the studied section reflects a complex

evolution that matches that inferred from facies analysis. It consists of several deepening and shallowing cycles, including intense evaporative processes, and varying development of the vegetation cover. The final trend towards deepening and more stable water table coincides with the development of laminated limestones and is parallel to the retrogradation of the fluvial system from the base of S4 onwards. These interpretations should be taken with caution, as more data are required to achieve robust conclusions.

Author contributions

All the authors have participated in the field work, in the interpretation of the geochemical data and in the preparation of the manuscript.

Acknowledgments

Research developed thanks to a pre-doctoral research grant from the University of the Basque Country UPV/EHU. This is also a contribution to the Consolidated Research Group IT-1602-22 of the Basque Government University Research System. We are grateful to two anonymous reviewers for their helpful comments.

References

- Alonso-Zarza, A.M., and Wright, V.P. (2010). *Palustrine Carbonates* (A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner, Eds.). Elsevier, Oxford, 103-131.
[https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06102-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06102-0)
 Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., and Cura, M.A. (1992). *Sedimentary Geology*, 76, 43-61.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90138-H](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90138-H)
 Arenas, C., Casanova, J. and Pardo, G., (1997). *Palaeogeography, Palaeoclima-*

- tology, Palaeoecology*, 128, 133-155.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00052-1)
 Armenteros, I., Corrochano, I., Alonso-Gavilán, G., Carballeira, J. and Rodríguez, J.M., (2002). In: *The Geology of Spain* (W. Gibbons and M.T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 309-315.
 Benavente, C., Mancuso, A. and Bohacs, K.M. (2019). *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102292.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102292>
 Larena, Z., Arenas, C., Baceta, J.I. and Murelaga, X. (2024). *Geogaceta*, 75, 7-10.
<https://doi.org/10.55407/geogaceta100686>
 Leng, M.J. and Marshall, J.D. (2004). *Quaternary Science Reviews*, 23, 811-831.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
 Luzón, A., González, A., Muñoz, A. and Sánchez-Valverde, B. (2002). *Journal of Paleolimnology*, 28, 441-456.
<https://doi.org/10.1023/A:1021675227754>
 Moreau, K., Andrieu, S., Briais, J., Brigaud, B. and Ader, M. (2023). *The Depositional Record*, 1-35
 Riba, O. (1956). *La Cuenca Terciaria de Miranda Treviño*. Informe inédito. CIEPSA, 28 p.
 Riba, O. (1961). *Nuevas observaciones sobre el Terciario continental de la Cuenca de Miranda Treviño*. Informe inédito. CIEPSA, 19 p.
 Riba, O. and Jurado M.J. (1992). *Acta Geológica Hispánica* 27 (1-2), 177-193.
 Talbot, M.R. and Kelts, K. (1990). In: *Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs* (Katz, B.J., Ed.). American Association of Petroleum Geologists, Mem. 50, 99-112.
 Platt, N. H. (1989). *Sedimentology*, 36, 665-684. <https://doi.org/dk8jcf>
 Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J., González-Sampériz, P. and Kelts, K. (2000). *Sedimentology*, 47, 1135-1156.
<https://doi.org/fmqzcs>

Climatic changes recorded during the Jenkyns Event (Early Jurassic) in the lacustrine sediments of the Sichuan Basin (China)

Registro de los cambios climáticos durante el Evento Jenkyns (Jurásico Inferior) en los sedimentos lacustres de la Cuenca de Sichuan (China)

Matías Reolid^{1*}, Chaima Ayadi¹, Xin Jin², Isabel Abad¹, Viktória Baranyi³, Marco Franceschi⁴, Nereo Preto⁵, and Zhiqiang Shi²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas sn, 23009 Jaén. mreolid@ujaen.es, ca000025@red.ujaen.es, miabad@ujaen.es

² State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China.

xinjin19@163.com, szqcdut@163.com

³ Croatian Geological Survey, Ulica Milana Sachsa 2, Zagreb 10000, Croatia. vbaranyi@hgi-cgs.hr

⁴ Department of Mathematics and Geosciences, Università degli Studi di Trieste, Edoardo Weiss 2, 34128 Trieste, Italy. marco.franceschi79@gmail.com

⁵ Department of Geosciences, Università degli Studi di Padova, Giovanni Gradenigo 6, Padova, Italy. nereo.preto@unipd.it

*Corresponding author

ABSTRACT

The Toarcian lacustrine deposits of the Sichuan Basin (China) are represented mainly by silty marlstones and bivalve-rich limestones disposed in decametric-scale thickening upwards sequences. Dense accumulations of bivalve shells are related to episodes of mass mortality under oxygen depleted conditions in the bottom waters. The geochemical detrital proxies indicate a climatic turnover during the Toarcian. The lower part of the Toarcian succession is characterized by high values of Zr/Rb and Sr/Cu that point to warm and arid conditions, whereas the upper part is characterized by low values of Zr/Rb and Sr/Cu and enhanced C-value related to relatively more humid conditions.

Key-words: Toarcian, microfacies, geochemistry, climatic change

RESUMEN

Las rocas sedimentarias lacustres del Toarciense de la Cuenca de Sichuan (China) son principalmente margas limolíticas y calizas de bivalvos organizadas en secuencias decamétricas estrato-crecientes. Los packstones de bivalvos se relacionan con episodios de mortalidad masiva por condiciones hipóxicas en el fondo del lago. Los indicadores geoquímicos de detritismo muestran un cambio climático en el Toarciense. La parte inferior de la sucesión estudiada presenta valores altos de Zr/Rb y Sr/Cu que indican condiciones áridas y cálidas, mientras que la parte superior muestra valores bajos de Zr/Rb y Sr/Cu, así como un aumento del índice-C propios de un clima más húmedo.

Palabras clave: Toarciense, microfacies, geoquímica, cambio climático.

Geogaceta, 76 (2024), 23-26

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104478>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

The Sichuan Basin, located in South China, includes Toarcian (Lower Jurassic) lacustrine continental rocks consisting of limestones, sandstones and siltstones of the Da'anzhai Member of the Ziliujing Formation (e.g. Liu *et al.*, 2020). The study of these materials is relevant for better understanding the impact of the Jenkyns Event (early Toarcian) in emerged areas. The early Toarcian was characterized by a global warming trend parallel to a perturbation of the carbon cycle, the development of oxygen depleted conditions in the marine basins (Toarcian Oceanic Anoxic Event) and a biotic crisis that resulted on a second order mass-extinction that affected marine and continental ecosystems (e.g. Reolid *et al.*, 2020). The aim of this work is to interpret the climatic fluctuation in the Sichuan Basin from the analyses of facies and geochemical proxies.

Geological setting

The Sichuan Basin is located in the central part of China and palaeogeographically was situated in the SE of Eurasia close to the boundary between Tethyan Ocean and Panthalassa Ocean (Fig. 1). The Sichuan Basin sedimentation was marine from Late Sinian to Middle Triassic and continental from Late Triassic to Eocene. During the Early Jurassic the Sichuan Basin developed a freshwater lacustrine-delta depositional system (Liu *et al.*, 2021). The Da'anzhai Member was deposited in a time interval with high subsidence rate that favoured the deepening of the basin and the conditions for accumulation and preservation of organic matter (Cui *et al.*, 2023).

The Dacao D section is located in the NE of the Sichuan Basin. This is constituted by a 132 m thick succession of siltstones, sandstones and limestones,

and includes the uppermost 12 m of the Ma'anshan Member (Pliensbachian) and 92 m of the Da'anzhai Member (Toarcian) corresponding to the Ziliujing Formation. The uppermost 28 m of the studied section correspond to the Lianggaoshan Formation (Middle Jurassic).

Materials and methods

Of the total of 56 samples, 31 correspond to silty marlstones to siltstones, 23 to limestones and 2 to sandstones. Thin sections were prepared for limestones and sandstones, and studied for microfacies under microscope (Olympus SZ-PT) at the University of Jaén (Spain).

Whole-rock analyses of the major elements were carried out using a PANalytical (Zetium) wavelength dispersive X-ray fluorescence spectrometer at the Centro de Instrumentación Científica (CIC) of the University of Granada (Spain). Trace

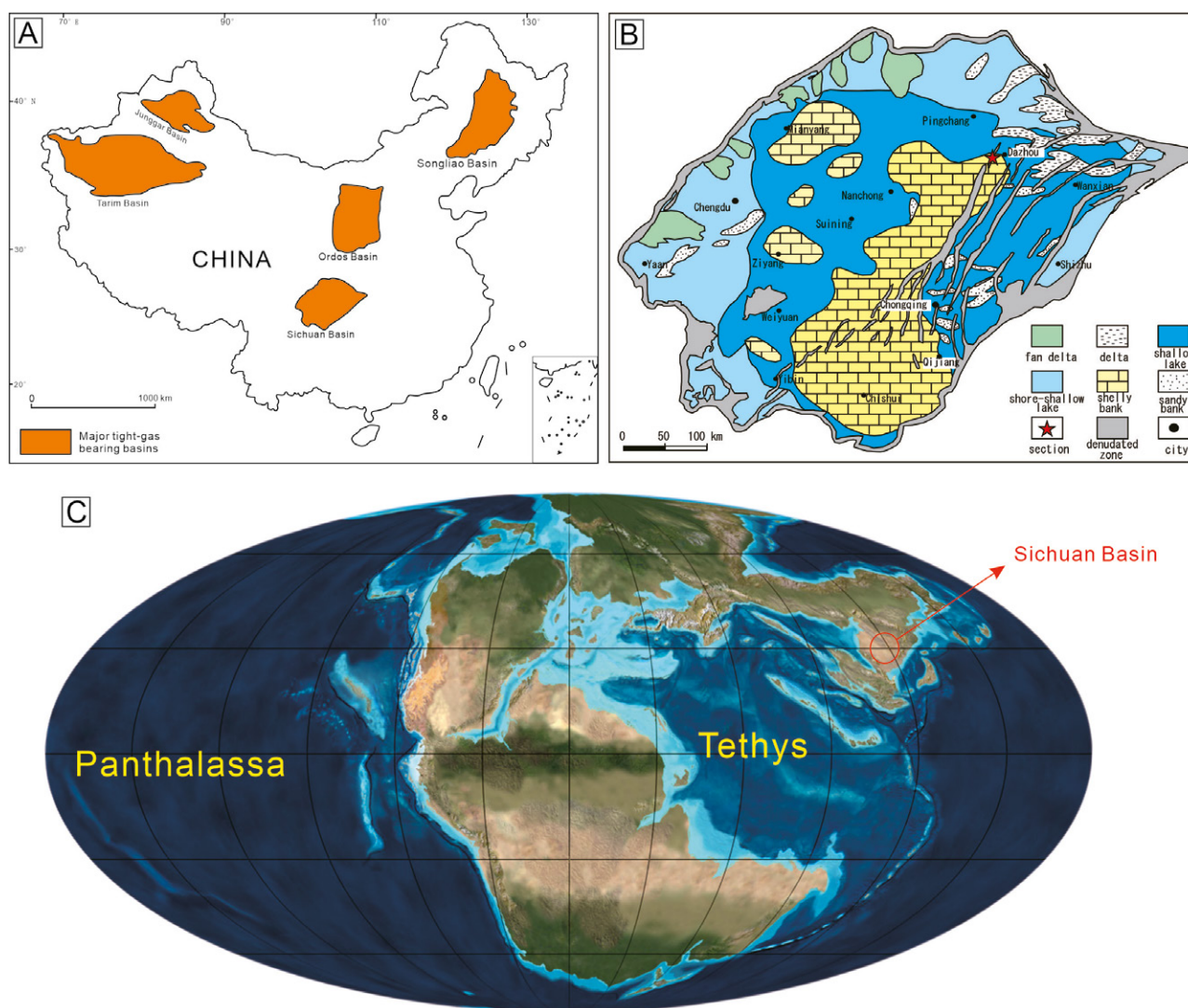


Fig. 1.- Geological setting. A. Location of the Sichuan Basin and other lacustrine Mesozoic basins in China. B. Distribution of Early Jurassic palaeoenvironments in the Sichuan Basin and position of the Dacao D section. C. Palaeogeographic location of the Sichuan Basin during the Toarcian. See color figure in the web.

Fig. 1.- Localización geológica. A. Ubicación de la Cuenca de Sichuan y otras cuencas lacustres mesozoicas de China. B. Distribución de paleoambientes en el Jurásico inferior de la Cuenca de Sichuan y ubicación de la sección Dacao D. C. Localización paleogeográfica de la Cuenca de Sichuan durante el Toarciense. Ver versión en color en la web.

elements were analysed using a NexION 300D inductively coupled plasma-mass spectrometer at the CIC. Palaeoclimatic conditions were approach using geochemical proxies (Sr/Cu and Zr/Rb ratios). In addition, the C-value relates elements typically enriched under moist conditions (Fe, Mn, Cr, V, Ni, and Co) and elements relatively enriched under arid conditions (Ca, Mg, K, Na, Sr, and Ba) (Moradi *et al.*, 2016).

Results

Lithofacies and microfacies

The lower part of the section (top of the Pliensbachian) is composed by siltstones and silty marlstones with some medium to coarse sandstones (Fig. 2A).

The beginning of the Toarcian is characterized by the record of an alternance of bivalve-rich limestones and silty marlstones in a thinning upwards trend (around 10 m). The next 50 m are constituted by a stratigraphic interval dominated by dark siltstones and silty marlstones with thin layers of bivalve-rich limestones, the last ones organized in a thickening upwards sequence. The microfacies are packstones of densely packed shells and shell fragments of bivalves, and secondarily gastropods and ostracods (Fig. 2B). The degree of packing, fragmentation and recrystallization of bivalve shells is variable among layers.

The subsequent 30 m constitute a new thickening upward sequence with around 14 m poorly exposed in the outcrop, and the top composed by thick

bedded bivalve-rich limestones with packstone microfacies.

The Lianggaoshan Formation overlies the Da'anzhai Member, and its lower part is constituted by sandstones with thin siltstone interlayers.

Geochemical proxies of climatic conditions

For avoiding the lithological effect on the geochemical proxies we have separated the data obtained from limestone and those from siltstones and silty marlstones. The Zr/Rb ratio shows a relative increase from the top of Pliensbachian to the mid part of the Da'anzhai Member (around meter 53), mainly observed in the silty marlstones. From here to the top of the member there is a decrease of

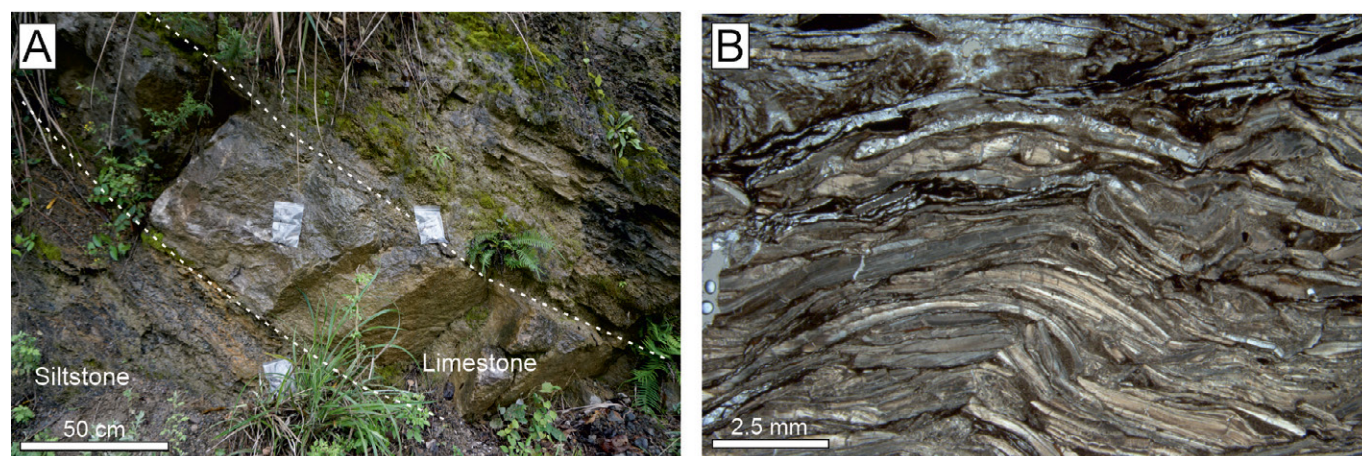


Fig. 2.- Lithofacies and microfacies. A. Field view of the lower part of the Da'anzhai Member at the Dacao D section. B. Packstone of thin-shelled bivalves of the lithofacies of bivalve-rich limestones from the lower part at the Da'anzhai Member.

Fig. 2.- Litofacies y microfacies. A. Vista de afloramiento de la parte inferior del Miembro Da'anzhai en la sección de Dacao D. B. Packstone de conchas de bivalvos correspondientes a la litofacies de calizas de bivalvos procedente de la parte inferior del Miembro Da'anzhai.

the Zr/Rb ratio observed both in limestones and silty marlstones. Values of Zr/Rb newly increase in the boundary between Ziliujing and Lianggaoshan formations.

The Sr/Cu ratio shows abrupt fluctuations in the lower part of the section in both signals from limestones and silty marlstones (Fig. 3). After the meter 53 (middle part of the Da'anzhai Member), the Sr/Cu decreases to very low values without fluctuations. Both Zr/Rb and Sr/Cu show significant peak in the base of the Da'anzhai Member.

The C-value is higher in the silty marlstones than in limestone samples. The curve from silty marlstones shows high values except for a significant decrease in the lower part of the Da'anzhai Member, coincident with the peak of Zr/Rb and Sr/Cu. The curve of C-value from limestones shows an important increase in the mid part of the Da'anzhai Member, where Zr/Rb and Sr/Cu begin the decrease of values.

Interpretation

Different studies in the Toarcian lacustrine deposits of the Sichuan Basin have identified oxygen depleted conditions as well as high total organic carbon (Liu *et al.*, 2022). In this context, the presence of dense accumulations of benthic macroinvertebrates, mainly bivalves, could be related to episodes of colonization of the bottom after oxygenation events, and subsequent mass mortality when anoxic conditions returned. The main calcareous component of the limestone beds are bivalve shells. Therefore, the thickening upwards carbonate sequences are related to more common

occurrences of bottom colonization and mass-mortality cycles.

Over imposed to these sequences observed according to litho- and microfacies, there is a clear climatic fluctuation in the mid Da'anzhai Member.

The Zr/Rb ratio is a proxy of silt/clay ratio (Kylander *et al.*, 2011) considering that Zr is normally enriched in medium and coarse silt and linked to heavy minerals such as zircon, whereas Rb present a very strong sorption to clay minerals. In addition, Zr content is typically used as an eolian detrital proxy and Rb as a fluvial detrital proxy (Rodríguez-Tovar and Reolid, 2013). Relatively high Zr/Rb values in the lower part of the section indicate enhanced arid conditions in the lower part of the Da'anzhai Member, and the subsequent decrease.

High Sr/Cu ratio in lake sediments is interpreted as weathering proxy under warm conditions (Cao *et al.*, 2015; Moradi *et al.*, 2016). Therefore, the lower part of the Da'anzhai Member represents warmer conditions than the upper part.

The C-value curve for silty marlstones shows high values except in the lower part of the Da'anzhai Member where is a significant decrease coincident with the peak of Zr/Rb and Sr/Cu curves for limestones (Fig. 3). This is related to an episode of arid conditions in the beginning of the Toarcian. The curve of C-value for limestones shows an important increase in the mid part of the Da'anzhai Member just above the high values of Zr/Rb and Sr/Cu pointing to relatively moist conditions. The C-value increases newly in the Lianggaoshan Formation where sandstones are related to more humid climate.

Conclusions

The Toarcian lacustrine deposits of the Dacao D section in the Sichuan Basin (China) were deposited in a subsiding basin dominated by siltstones and silty marlstones and secondarily bivalve-rich limestones. The limestones are constituted almost exclusively by bivalve shells and form decametric-scale thickening upwards sequences. The dense accumulations of bivalve shells are related to episodes of colonization of the lake bottom and subsequent mass mortality under oxygen depleted conditions.

The Da'anzhai Member shows two parts according to geochemical detrital proxies that evidence a climatic turnover during the Toarcian. The lower part characterized by warm and arid conditions according to high values of Zr/Rb and Sr/Cu, whereas the upper part (from meter 62) is characterized by lower Zr/Rb and Sr/Cu, and relatively higher C-value, pointing to more humid conditions.

Author contributions

Reolid: design of the work, microfacies and geochemistry, writing and figures. Ayadi: geochemistry and figures. Jin: design of the work, field work, writing and figures. Abad: writing. Baranyi: writing. Franceschi: field work, writing. Preto: field work, writing. Shi: Field work, writing.

Acknowledgements

Research funded by the projects PY20_00111 (Junta de Andalucía, Spain)

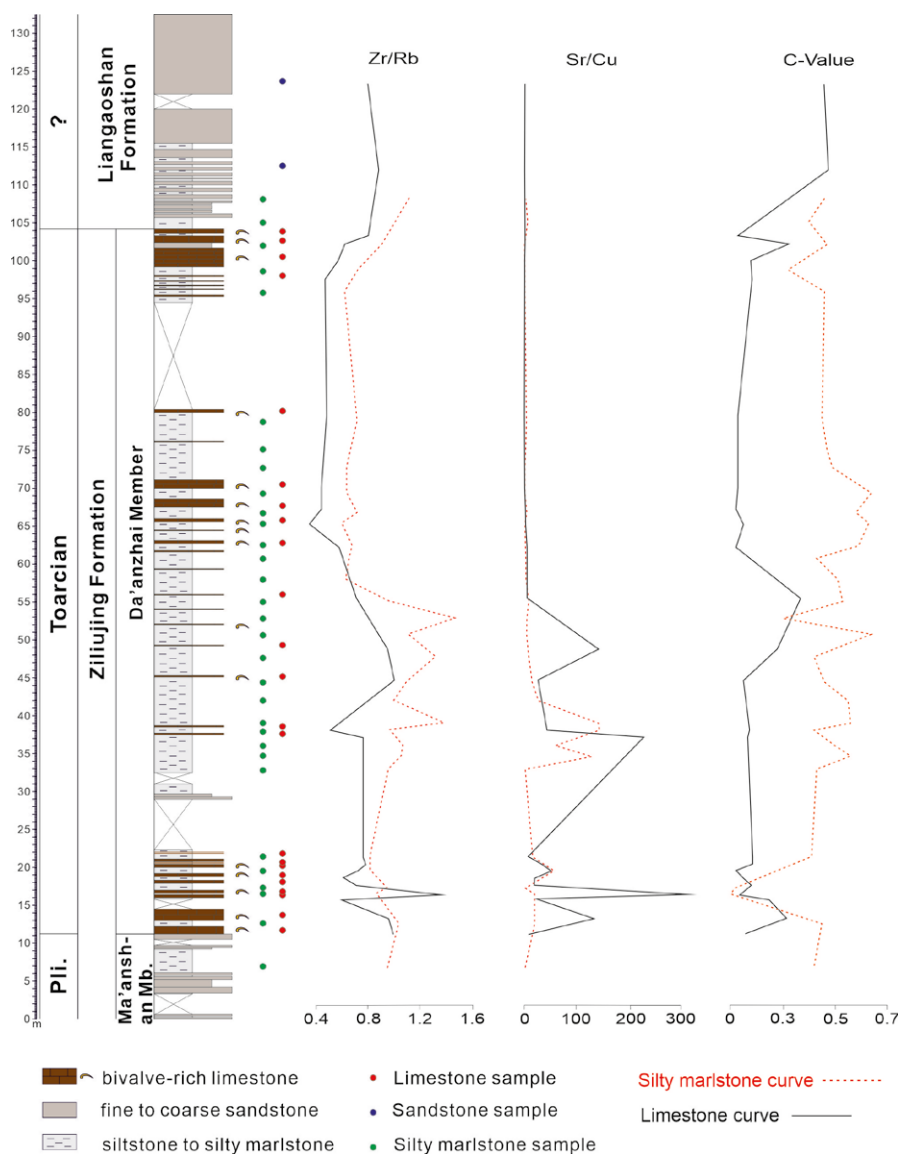


Fig. 3.- Dacao D section with indication of the studied samples and curves of the geochemical detrital proxies for limestone and silty marlstone samples. See color figure in the web.

Fig. 3.- Sección de Dacao D con indicación de las muestras estudiadas y curvas de indicadores geoquímicos de detritismo diferenciados para muestras calizas y de margas limolíticas. Ver versión en color en la web.

and PID2019-104625RB-100 (Spanish Government). We thank the comments and corrections of two anonymous reviewers.

Referencias

- Cao, J., Guo, W., Shan, X., Ma, L., and Sun, P. (2015). *China Oil Shale* 32, 5–24. <https://doi.org/10.3176/oil.2015.1.02>
- Cui, H., Zhu, S., Liang, C., Ma, W., Tong, H. and Shi, Z. (2023). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 631, 111841. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111841>
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B. and Veres, D. (2011). *Journal of Quaternary Research* 9, 109–117. <https://doi.org/10.1002/jqs.1438>
- Liu, J., Cao, J., Hu, G., Wang, Y., Yang, R. and Liao, Z. (2020). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 558, 109942. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109942>
- Liu, S., Yang, Y., Deng, B., Zhong, Y., Wen, L., Sun, W., Li, Z., Jansa, L., Li, J., Song, J., Zhang, X., Peng, H., (2021). *Earth-Science Reviews* 213, 103470. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103470>
- Liu, J., Cao, J., He, T., Liang, F., Pu, J., Wang, Y. (2022). *Global and Planetary Change* 215, 103860. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103860>
- Moradi, A.V., Sari, A., and Akkaya, P. (2016). *Sedimentary Geology*, 341, 289–303. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.002>
- Reolid, M., Mattioli, E., Duarte, L.V., Marrok, A. (2020). *Episodes* 43, 833–844. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2020/020051>
- Rodríguez-Tovar, F.J. and Reolid, M. (2013). *Bulletin Geosciences* 88, 697–712. <https://doi.org/10.3140/bull.geosci.1397>

Active tectonics in Quaternary marine formations in the Tangier region (North West Rif, Morocco): Persistent Scatterer (PSInSAR) contribution

Tectónica activa en formaciones marinas cuaternarias en la región de Tánger (Noroeste de Marruecos): Contribución de la técnica PSInSAR

Rida Haddane^{1*}, Khadija Aboumaria², Afaf Amine¹, Mohamed Saadi¹, Soukaina Mouljebouj¹ and Saida Niazi¹

¹ Geosciences laboratory, Department of Geology, Faculty of Sciences, Mohammed V University in Rabat, 4 Avenue Ibn Batouta, B.P. 1014-Morocco. rida_haddane@um5.ac.ma, a.amine@um5r.ac.ma, m-saadi@um5r.ac.ma, soukainamouljebouj@gmail.com, saida.niazi@gmail.com

² University of Abdelmalek Essaadi / Georisk & Georesources (G2R) Research Team, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences and Techniques, PB. 416, 90000, Tangier, Morocco. k.aboumaria@uae.ac.ma

*Corresponding author

ABSTRACT

This study investigates recent tectonic activity in Tangier, Morocco, using PSInSAR data and microtectonic field observations. The exploration of marine deposits in the Achakar basin during the Plio-Quaternary period holds significance for tracking the recent geodynamic changes in the study area. Microtectonic analysis revealed a shift from a NE-SW compressive regime in the Late Pliocene to a Quaternary regime dominated by a NE-SW extension regime and a NW-SE compressive regime. PSInSAR detected ground displacement rates ranging from subsidence (-4.9 mm/yr) to uplift (4.9 mm/yr) during the study period (2018-2021).

Key-words: Atlantic coastline, Neotectonics, Quaternary, Tangier, PSINSAR.

RESUMEN

Este estudio investiga la actividad tectónica reciente en Tánger, Marruecos, utilizando datos de PSInSAR y observaciones de campo microtectónicas. La exploración de depósitos marinos en la cuenca de Ashokan durante el período Plio-Cuaternario tiene importancia para rastrear los cambios geodinámicos recientes en el área de estudio. El análisis microtectónico reveló un cambio de un régimen de compresión NE-SO en el Plioceno tardío a un régimen cuaternario dominado por un régimen de extensión NE-SO y un régimen de compresión NW-SE. PSInSAR detectó tasas de desplazamiento del suelo que oscilaron entre hundimiento ($-4,9$ mm/año) y levantamiento ($4,9$ mm/año) durante el período de estudio (2018-2021).

Palabras clave: Costa Atlántica, Neotectónica, Cuaternario, Tánger, PSINSAR

Geogaceta, 76 (2024), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104565>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 12/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

The Rif Mountain range emerges as a highly dynamic geological zone within the broader western Mediterranean. Its neotectonic progression arises from the interaction of the dextral shifts along the Azores-Gibraltar transform fault and the north-south converging motions of Africa in relation to Eurasia (Morel and Meghraoui, 1996). Consequently, the recent Plio-Quaternary tectonics in the Rif region are shaped by the interplay between two geodynamic factors: the convergence of Africa and Europe and the expulsion of the Alboran block to the west-southwest (Morel, 1988).

In the Quaternary, the joint impact of the Africa-Europe convergence and isostatic adjustment phenomena amplified vertical differential movements along key recent fault lines, namely N-S, N40-70E, and N90-120E (Ait Brahim, 1991). Moreover, the examination of elevation differences in ancient Quaternary shorelines (Guillemin et Houzay, 1982, and Ca-

det et al., 1977) has enabled the characterization of regions undergoing uplift and others experiencing subsidence.

The exploration of marine deposits in the Achakar basin during the Plio-Quaternary period holds significance for tracking the recent geodynamic changes in the study area. This exploration facilitates the delineation and analysis of the distribution and stratification of marine levels, offering insights into variations in the extent and elevations of these units.

Previous research has employed various methodologies to investigate the Achakar basin (Akil et al., 1995; Alouane, 1996; Istiquam, 1999; Aboumaria et al., 2009; Tichli et al., 2023). This study introduces the application of Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR), a technique that allows for precise measurement of both horizontal and vertical ground movements in the study area.

Geological and Tectonic Setting

Our study focuses on Pleistocene and Quaternary marine deposits along the

northwest edge of the Rifan belt, namely in the Achakkar area of the Tangier region (Fig. 1C). The Tangier region is separated into three geological units within the Rifan chain that run from northeast to southwest (Fig. 1B): (1) Intrarif, including the Ketama, Loukkos, and Tangier units, all composed of Cenonian marls and clays (Wildi, 1983); (2) Mesorif, which is composed of Paleocene siliciclastic sequences that are characterized by the Triassic (Leblanc, 1979); and (3) Prerif, which is a sequence of nappes thrusting into the foreland and separated from their Mesozoic foundation. Rocks ranging in age from the Triassic to the Neogene (Wildi, 1983) have generated these disordered materials, which are embedded in a marl-clay matrix (Fig. 1B).

The microtectonic examinations of the formations at Cap Achakkar suggest that the extension, driven by two primary normal fault systems oriented N10 to N40 and N90 to N120, led to gradual stretching and the formation of a subsidence area towards the South and West (Istiquam,

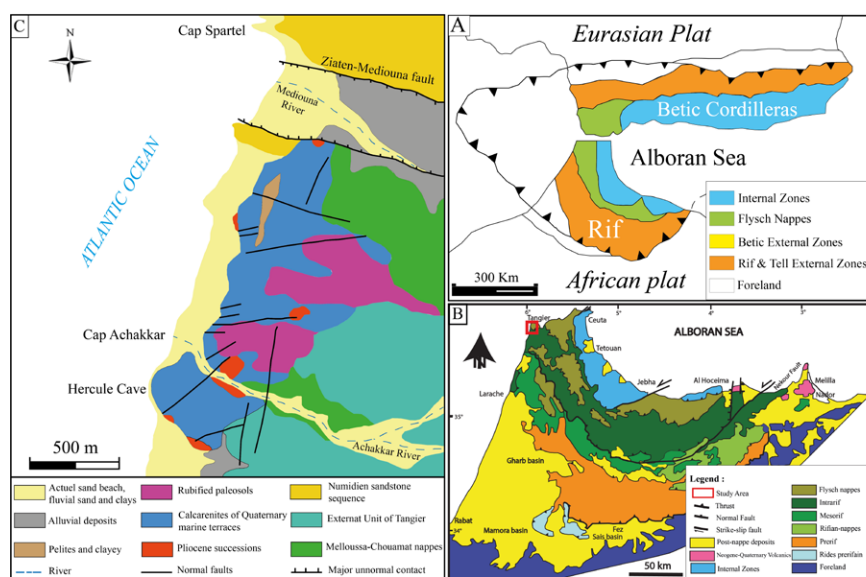


Fig. 1.- A- Geological map of the middle Western Mediterranean region showing the Alpine range. B- Simplified geological map of the Rif chain. C- The Structural map of Achakkar region (Tangier, Morocco). (modified from Boccaletti and Conedera, 1985 and Suter, 1980).

Fig. 1.- A - Mapa geológica de la región del Mediterráneo occidental central que muestra la cadena alpina. B - Mapa geológico simplificado de la cadena del Rif. C - Mapa estructural de la región de Achakkar (Tánger, Marruecos). (modificado de Boccaletti y Conedera, 1985 and Suter, 1980).

1999). In this region, the Quaternary marine formations are overlaid, as reported by Akil et al. (1995) and Alouane (1996).

Methodology

To gain insights into the geological history of the study area and the current stress regime acting on the rocks, we employed microtectonic analysis. This involved field data collection and processing using Win-Tensor software (Delvaux, 2012) (<https://damiendelvaux.be/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>). We measured the orientation (strike and dip) and sense of slip (movement direction) of 164 fault planes and diaclases, which are natural fractures in the rock. By analyzing these measurements with Win-Tensor, we could reconstruct past tectonic events and infer the present-day stress field in the region.

To investigate ongoing ground surface displacement and its relation to current tectonic activity, we utilized the Persistent Scatterers Interferometry (PSInSAR) technique. PSInSAR analyzes a series of radar images acquired by satellites over time to detect minute changes in the ground's reflection properties (Ferretti et al., 2001). In this study, we employed 20 Sentinel-1A Synthetic Aperture Radar (SAR) images acquired in the C-band between January 16, 2018, and December 26, 2021. These images were obtained from NASA's Alaska Satellite Facility (ASF) (<https://search.asf.alaska.edu/>). The extensive dataset allowed us to capture subtle ground movements and analyze trends in surface displacement over this four-year period. The PSInSAR data processing involved

a two-stage workflow: snap2stamps package for pre-processing (Delgado Blasco, 2018; Fomelis et al., 2018) using SNAP ESA open-source software and the StaMPS software (Hooper et al., 2010) (https://github.com/dbekaert/StaMPS/blob/master/Manual/StaMPS_Manual.pdf) for PSI processing to generate high-resolution displacement maps. This approach provided valuable insights into recent ground movements and ongoing tectonic processes in the study area.

Results and discussion

Upper Pliocene

The exposure of the Upper Pliocene is limited in the area. The one noticeable exception is the area around Hercule Cave, where they modestly emerge beneath the old Quaternary marine calcarenites. Moreover, the stratified sandy marls of the Upper Pliocene can be observed at Oued Zitoun, unveiling an anticline, located upstream from the S701 road bridge (X = 451,479; Y = 573,429; N: 35.76; W: -5.93) (Fig. 2A).

The analysis of bedding planes in the Oued Zitoun anticline (Fig. 2A) indicates a NE-SW compressive stress direction (Fig. 2B). This suggests a NW-SE fold trend for this particular fold, likely reflecting the regional stress regime.

The Quaternary coastal formations

1. At the Hercules Cave

In this region, fractures are classified into two sets: sub-parallel and sub-per-

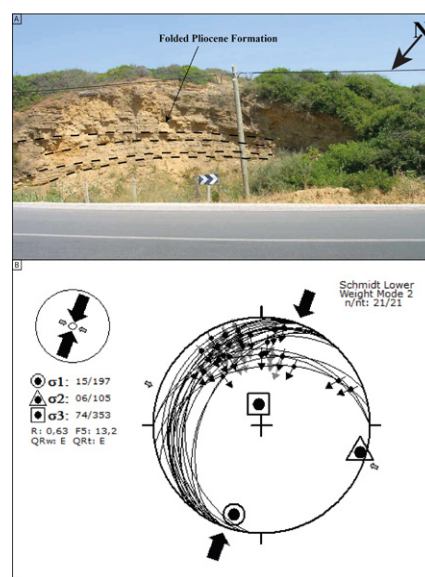


Fig. 2.- Outcrop of Upper Pliocene Sandy Marls at Oued Zitoun Exhibiting a NW-SE Trending Anticline (A). The Anticline Likely Formed Due to NE-SW Compressive Stress (B).

Fig. 2.- Afloramiento de margas arenosas del Plioceno Superior en Oued Zitoun que exhibe un anticlinal con tendencia NO-SE (A). El anticlinal probablemente se formó debido a un esfuerzo compresivo NE-SO (B).

pendicular oriented fractures to the coast between Cap Achakkar and Cap Spartel (fig. 3A). Microfolds indicate evidence of recent compressive stress, responsible for the folding of lumachelite calcarenites (fig. 3B). It should be noted that this microfold has been discovered for the first time in the study area.

2. Between Cap Achakkar and Cap Spartel

The microtectonic study conducted along this coast highlights structures related to extensional and compressive tectonic activity. Figure 4 summarizes extensional structures represented by normal faults (fig. 4A, 4B), synsedimentary normal faults (fig. 4E, 4F), and occasionally horst and graben structures (fig. 4C, 4D).

Therefore, Quaternary extensional activity has affected marine formations in the studied area. Furthermore, stratifications in Quaternary sediments show abrupt tilt from 10 to 20°, in agreement with the subsidence caused by normal faults (fig. 5A). This recent tectonic instability is also expressed by the interpreted seismite features (Aboumaria, 2009, and Istiquam, 1999) (Fig. 5A).

As for structures related to N-S compression, they are rare and appear modestly in the study area. They are limited to microfolds affecting calcarenitic formations (Fig. 5B). This N-S compression phase is the result of the convergence between the African and Eurasian plates during the Quaternary period.

The analysis of orientation of fault planes and joints affecting these Qua-

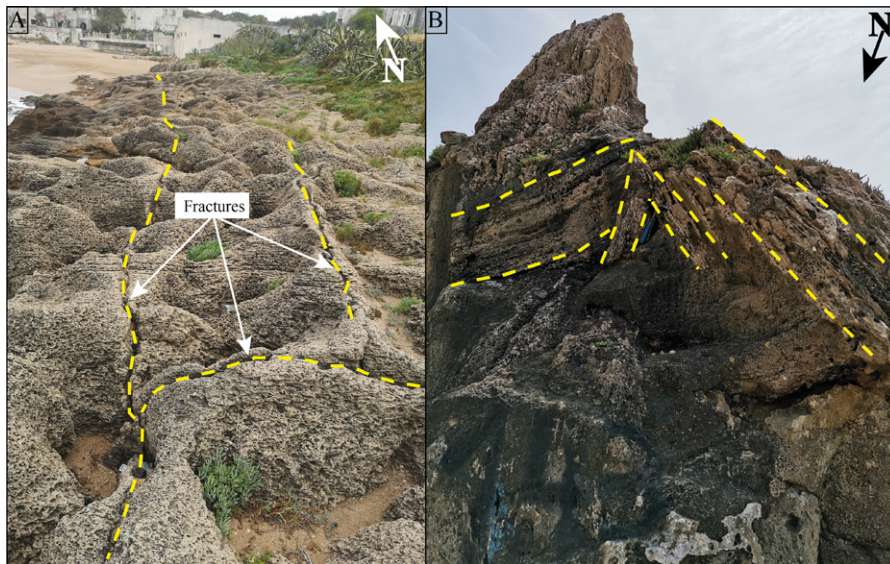


Fig. 3.- A- The figure shows the various fractures observed at the Cave of Hercules. B- Mesofold at the Cave of Hercules.

Fig. 3.- A- La figura muestra las diversas fracturas observadas en la Cueva de Hércules. B- Pliegue de pequeña en la Cueva de Hércules.

ternary marine formations provided a WNW-ESE to NW-SE oriented compression associated with an extension in NE-SW direction (fig. 5C).

PSINSAR Time Series

Deformation mean velocity (LOS)

Results from PSInSAR analysis reveal that the coastline displacement varied between 4.9 mm/yr and -4.9 mm/yr throughout the observation period, January 16, 2018, and December 26, 2021 (Fig. 6). This indicates a range of movement rates, with some areas experiencing subsidence (movement towards the satellite) and others exhibiting uplift (movement away from the satellite). Generally, there is a trend of increasing subsidence rates, reaching a maximum of -4.9 mm/yr at the Mediouna Beach. Conversely, values decrease progressively in the south of Mediouna Beach (Cap Achakar) and also north of it (Cap Spartel).

Displacement time series

PSInSAR time series analysis reveals contrasting displacement patterns across the study area (Fig. 7). Point (A) exhibits minimal displacement, with data points clustered around zero on the LOS (line-of-sight) displacement axis. This indicates relatively stable ground motion at this location throughout the observation period (January 16, 2018–December 26, 2021). Conversely, point (B) shows a wider range of displacement values, ranging from approximately +2 mm to -2 mm on the LOS axis. The red line suggests a

possible trend of either ongoing subsidence (movement towards the satellite) at an increasing rate or a cyclical pattern of movement at point B.

The GNSS velocity field from Lakhoudsi et al. 2024 indicates subtle geodynamic movements at the Tangier (TANG) GPS station across three components: north, east, and vertical. The northward component displays a velocity of approximately -1.24 mm/year, suggesting a slight southward movement. The eastward component shows a minimal westward movement at about -0.06 mm/year. Vertically, the station experiences a subsidence rate of approximately -0.82 mm/year, reflecting a slow downward movement of the surface. These measurements are crucial for assessing the deformation patterns and tectonic dynamics of the region, significantly influenced by the ongoing interactions at the Africa-Eurasia plate boundary.

Conclusion

After the NE latest Pliocene compressive phase, the study area experienced a recent NE oriented extension, contemporary with a general NNW-SSE to N-S oriented compression in agreement with the Africa-Iberia convergence.

The early effects of this extension timidly appear along the coast between Cap Spartel and Cap Achakar; they are characterized by the development of normal faults, microfolds, and slumps, which are interpreted as seismites. This Quaternary tectonic instability is the result of the 'Ziaten-Mediouna' normal fault reactivation (Fig. 1C).

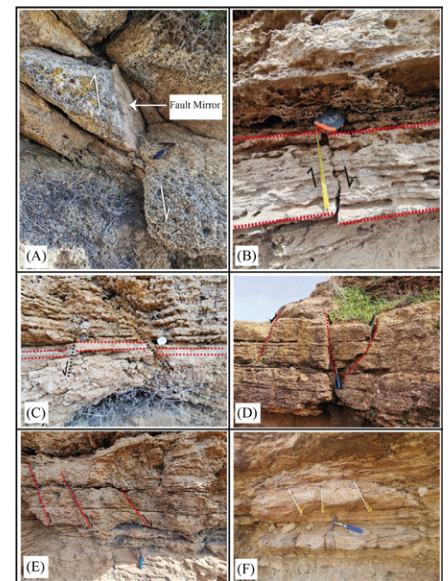


Fig. 4.- Photographs of the extensional deformation affecting Quaternary marine formations between Cap Achkar and Cap Spartel. (A) and (B): normal faults; (C): horst; (D): graben; (E) and (F): synsedimentary normal faults.

Fig. 4.- Fotografías de la deformación extensional que afecta a las formaciones marinas cuaternarias entre Cap Achkar y Cap Spartel. (A) y (B): fallas normales; (C): horst; (D): graben; (E) y (F): fallas normales sinsedimentarias.

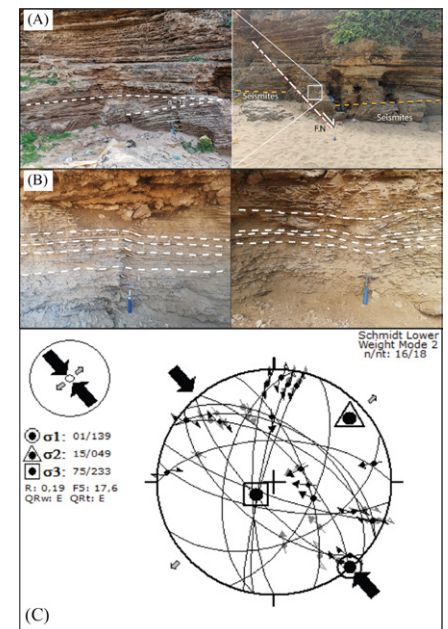


Fig. 5.- A- Normal fault affecting the Quaternary formations in the study area. B- Folding affects the calcarenitic formations in the study area. C- Cumulative stereo plot showing WNW-ESE to NW-SE - oriented compression and NE-SW oriented extension.

Fig. 5.- A- Falla normal que afecta las formaciones cuaternarias en el área de estudio. B- El plegamiento afecta las formaciones calcareníticas en el área de estudio. C- Gráfico estéreo acumulativo que muestra la compresión orientada a WNW-ESE a NW-SE y la extensión orientada a NE-SW.

References

Aboumaria, K., Zaghloul, M.N., Battaglia, M., Loiacono, F., Puglisi, D., Aberkan, M. (2009). Journal of African Earth Sciences 55, 10–35. <https://doi.org/b62sm5>
Ait Brahim, L., (1991). Brittle tectonics and recent stress states in Northern Moroc-

co. Results from the kinematics of the Africa - Europe plates and the Alboran block. State Thesis, Mohamed V University, Rabat, 244p.

Akil, M., Chalouan, A., Istiquam, H., El Fahssi, A., Mamad, A. (1995). Les formations quaternaires de la Rive Sud du Détroit de Gibraltar: Stratigraphie et

déformation. El Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar 2. 71-79.

Alouane, M., (1996). Géologie Méditerranéenne 23, n34, 187-199.

Boccaletti, M., Conedera, C., Dainelli, P. (1985). Tectonic map of the Western Mediterranean area. Scale 1:2.500.000.

Cadet, J.P., Fourniguet, J., Gigout, M., Guillemin, M. and Pierre, G., (1977). Bulletin of the Geological Society of France, (7), 19, n3, 600 - 605.

Crosetto, M., Monserrat, O., Devanthery, N., Cuevas-González, M., Barra, A., Crippa, B. (2016). Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci. XLI-B7, 835-839. <https://doi.org/gcc8cp>

Delvaux, Damien (2012). Geophysical research abstracts. Vol 14. No. 2. EGU General Assembly Vienna

Díaz García, F. (1993). Revista de la Sociedad Geológica de España 6, 105-114.

Foumelis, M., Delgado Blasco, J.M., Desnos, Y.-L., Engdahl, M., Fernandez, D., Veci, L., Lu, J., Wong, C. (2018). IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Valencia, 1364-1367. <https://doi.org/gfwvdq>

Guillemin, M., Houzay, J.P., (1982). Notes Mémoires du Service Géologique du Maroc, 314, 7 pp

Hooper, Andy, et al. (2010). "StaMPS/MTI manual". Delft University of Technology, The Netherlands, 26 p.

Istiquam, H., (1999). Alpine tectonics, neotectonics, and study of Quaternary marine formations on the southern shore of the Strait of Gibraltar (Tangier - Charf-Al-Akab sector). D.E.S. (Diplôme d'Études Supérieures) Thesis, Mohammed V University, Rabat, 253 p.

J. M. Delgado Blasco, M. F. (2018). Automated snap sentinel-1 dinsar processing for stamps psi with open-source tools. 2.4.2, 3.2

Khalid Lakhoudsi, Abdelali Fadil, Abdelilah Tahayt, and Abderrahmane Soulaïmani (2024). Canadian Journal of Earth Sciences, 61, 586-596. <https://doi.org/mvpg>

Leblanc, D. (1979). Etude géologique dans Le Rif Externe Oriental au Nord de Taza (Maroc).

Morel, J.L., Meghraoui, M. (1996). Geology 24, 755-758. <https://doi.org/dfqd94>

Morel, J.L., (1988). Recent evolution of the Rif orogeny and its foreland since the end of nappe emplacement. Mémoires de Géodiffusion, Paris, 4, 584 p.

Suter, G. (1980). Carte géologique de la chaîne rifaine 1/500 000. Notes et mém., serv. Géol. Maroc, 245a.

Tichli, S., Outisk, M., Bernoussi, A.S., Aboumaria, K. (2024). Journal of African Earth Sciences 209, 105120. <https://doi.org/mvph>

Wildi, W. (1983). Revue de géographie physique et de géologie dynamique, 24(3) 201-297.

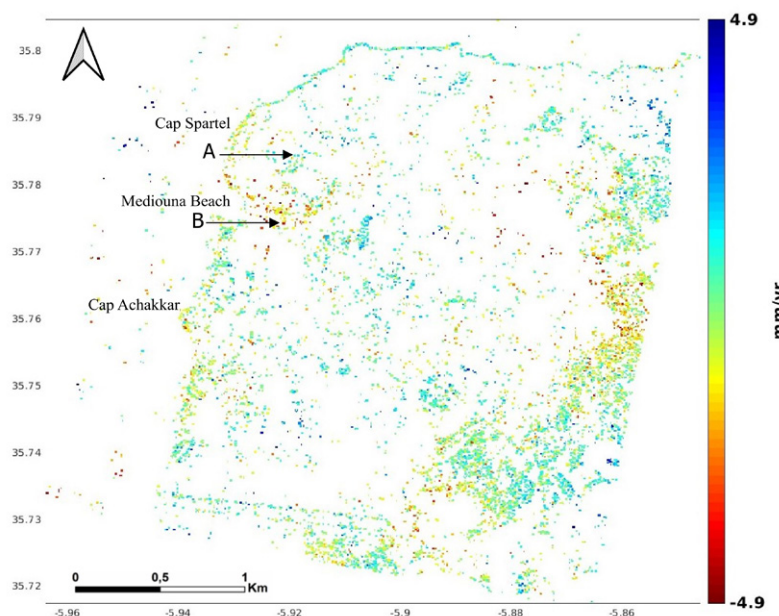


Fig. 6. Map of Ground Rate Motion in the Tangier, Morocco Area (mm/year). See color figure in the web.

Fig. 6. Mapa de Movimiento de Velocidad del Suelo en el Área de Tánger, Marruecos (mm / año). Ver figura en color en la web.

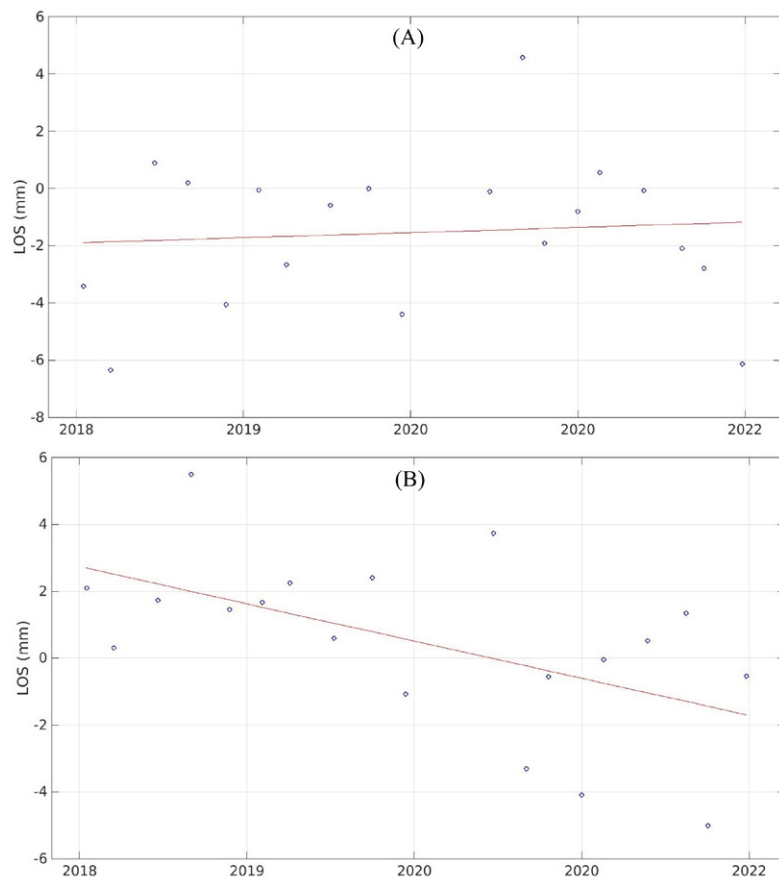


Fig. 7.- Line-of-Sight (LOS) deformation velocity maps (mm/year) of the study area

Fig. 7.- Mapas de velocidades de deformación de la línea de visión (LOS) (mm/año) del área de estudio.

Geometry and Late-Miocene to the Recent evolution of the western Betics external orogenic wedge

Geometría y evolución desde el Mioceno superior al Reciente de la cuña orogénica externa de las Béticas occidentales

Alejandro Jiménez-Bonilla^{1*}, Juan Carlos Balanyá¹, Inmaculada Expósito¹ and Manuel Díaz-Azpiroz¹

¹ Department of Physical, Chemical and Natural Systems, Pablo de Olavide University, Seville, Spain.

ajimbon@upo.es; jcbalrou@upo.es; iexpam@upo.es; mdiaazp@upo.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The external zones of orogens are frequently deformed into fold-and-thrust belts. Fold-and-thrust belts depict wedges in cross-section defined by the α angle, which is the slope of the syn-orogenic topography, and β angle, which is the basal detachment's dip. The aim of this work is to study the geometry and evolution of the western Betics wedge and to compare with the Central Betics. To do that, geological cross-sections, interpretation of seismic profiles and well data were used. The overall α angle is 1.34° , however, a sharp topographic drop coincides with a change in the structural style within the fold-and-thrust belt. Both fold-and-thrust belt segments analysed separately yield α angles lower than 0.6° . The angle β at the external wedge is ca. 3° . There are no evidences of steps in the basement top topography. Consequently, the western Betics wedge probably propagated since the Early Miocene to Recent without significant stagnation during its front propagation, unlike the central Betics wedge. Recent propagation of the deformation accreted the internal parts of the foreland basin (Serravallian to Quaternary sediments) to the Betics fold-and-thrust belt.

Key-words: fold-and-thrust belt, taper angle, wedge propagation, basement topography.

RESUMEN

Las zonas externas de los orógenos se deforman frecuentemente en cinturones de pliegues y cabalgamientos. Los cinturones dibujados en una cuña en cortes definidos por un ángulo α , o pendiente de la topografía sinorogénica, y un ángulo β , el buzamiento del despegue basal. El objetivo de este trabajo es estudiar la geometría y evolución de la cuña de las Béticas occidentales y compararla con las Béticas centrales. Para ello, se usan cortes geológicos, interpretación de perfiles sísmicos y sondeos. El ángulo α es 1.34° , sin embargo, una caída topográfica brusca coincide con un cambio del estilo estructural dentro del cinturón de pliegues y cabalgamientos. Si se analizan los dos segmentos por separado, se obtienen ángulos α de menos de 0.6° . El ángulo β en la cuña externa es de ca. 3° . No hay evidencias de escalones en el techo del basement. Por lo tanto, la cuña de las Béticas occidentales probablemente se propagó desde el Mioceno Inferior a Reciente sin paradas significativas en su propagación hacia el frente, a diferencia de las Béticas centrales. La propagación reciente de la deformación añadió las partes internas de la cuenca de antepaís (sedimentos serravalienses a cuaternarios) al cinturón de pliegues y cabalgamientos.

Palabras clave: cinturón de pliegues y cabalgamientos, ángulo de la cuña, propagación de la cuña, topografía del basement.

Geogaceta, 76 (2024), 31-34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104532>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 11/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

The external zones of orogens are frequently deformed into fold-and-thrust belts (FTBs) (Poblet and Lisle, 2015). The 2D geometry of active FTBs describes a wedge shape, which is defined by two angles: alpha (α) that is the slope of the syn-orogenic topographic forelandward-dipping surface and beta (β) that is the dip of the basal detachment. Both angles sum up the taper angle which is nearly constant when the wedge remain stable (Davis et al., 1983).

The Gibraltar arc is a collisional arc whose FTB exhibits an arcuate geometry seems to be still protruding (Balanyá et al., 2012). The interpretation of seismic profiles aided to constrain the geometry

of the Betics external orogenic wedge (northern lateral branch of the Gibraltar arc; Fig. 1A). In previous works, the central Betics wedge geometry was constrained and a basement threshold was detected (Jiménez-Bonilla et al., 2016). This work allows us to study the frontal wedge propagation from Langhian to Present in this fold-and-thrust belt segment. Nevertheless, little research about the wedge geometry and propagation has been made in the apical part of the Gibraltar arc.

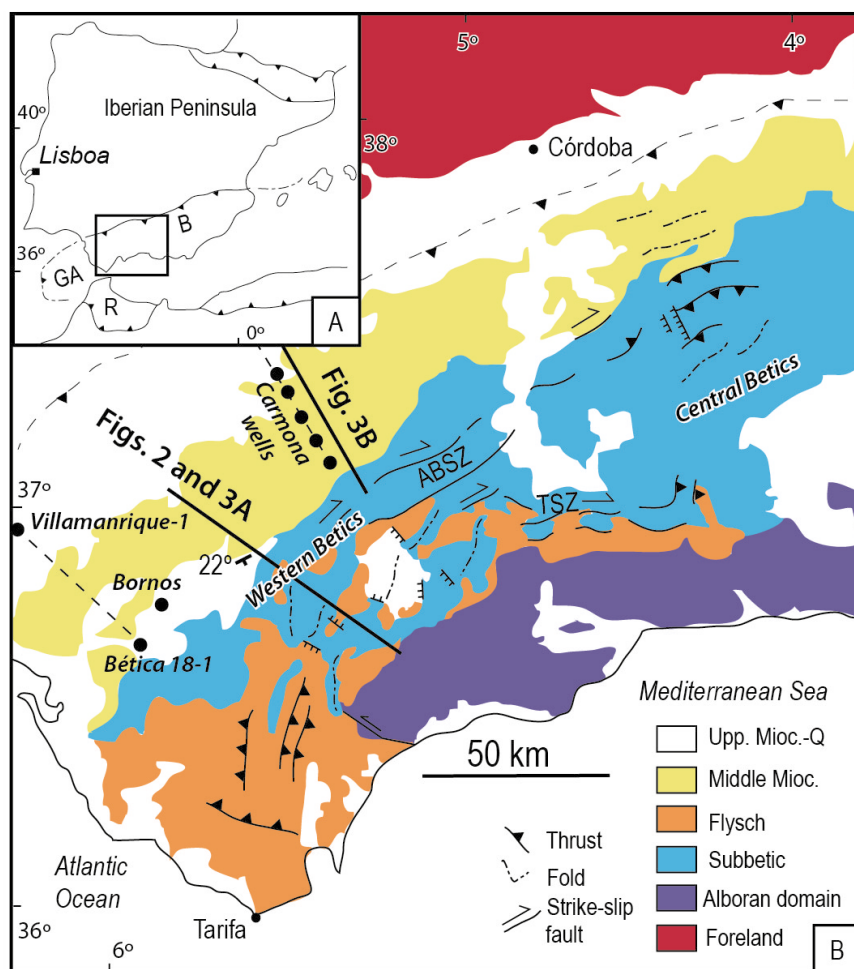
Upper Late Miocene to the Recent wedge evolution in the western Betics (apical part of the Gibraltar arc). We finally compare these results in the western Betics with those of the central Betics (Jiménez-Bonilla et al., 2016).

Methodology

Firstly, we have made a representative geological cross-section of the western Betics FTB (Figs. 2 and 3) constrained by surface geology field work, well data and seismic profiles.

Angle α is calculated by means of a least squares adjustment of equidistant points along the topographic profile. Measurements are taken every 2 km as in Jiménez-Bonilla et al. (2016).

Angle β is calculated in different ways: (A) the cross-section made along Betics FTB, (B) the identification of the basement top in the seismic profile S82A-9 and (C) the basement depth obtained in wells along the western Guadalquivir foreland basin (Lanaja, 1987; Jiménez-Bo-



and arc-parallel stretching (e.g. Balanyá *et al.*, 2012). Shortening was mainly accommodated by kilometric-scale folds and reverse faults of the FTB (e.g. Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016), which is sharply interrupted along-strike by normal fault zones such as de Ronda Basin-related normal faults (Fig. 1).

The Betics FTB is composed of both Subbetic units and Flyschs Trough units which thrust onto the former. Flyschs Trough units are made up of claystones and sandstones deposited from the Paleogene to the Early Miocene ages (Martín-Algarra, 1987). Subbetics units deposited on the South Iberian paleo-margin and are made up of (1) Triassic evaporites, where the main detachment is located, (2) Jurassic dolostones and limestones and (3) Cretaceous to Paleogene marly limestones (Martín-Algarra, 1987). Recent works interpreted the frontal parts of the Betics FTB as a canopy of Triassic evaporites (Flich and Soto, 2022). The most recent deformation incorporated these allochthonous evaporites and Tortonian to Quaternary sediments into the external FTB (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2017).

Western Betics orogenic wedge

The structural style of the western Betics FTB changes from its internal to its external parts.

The southeastern part of the FTB (0 to 40 km; Fig. 2) shows a tectonic stacking of Flyschs and Subbetic thrust sheets due to the Early to Middle Miocene main deformation event (Expósito *et al.*, 2012). The first 20 km of this segment (iFTB) are highly deformed by post-Serravallian events forming pop-up and pop-down structures (Fig. 2). Some reverse faults associated with fold limbs developed. From 20 to 40 km (mFTB), post-Serravallian folds are less frequent. Geomorphic analyses have proven the recent deformation in the iFTB and mFTB (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2017).

Fig. 1.- (A) Location of the Gibraltar arc and (B) Geological map of the Betic chain. See color figure in the web.

Fig. 1.- (A) Localización del arco de Gibraltar y (B) mapa geológico de la cordillera Bética. Ver figura en color en la web.

nilla *et al.*, 2016). The seismic profile is displayed in km depth assuming an average seismic P wave velocity of 2500 m/s and constrained by well data (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016).

Tectonic setting

The Gibraltar arc built up during the Neogene because of the collision between the hinterland (Alboran domain) and the South Iberian and Maghrebian paleomargins, to the N and the S, respec-

tively. The western Gibraltar arc (west of longitude $4^{\circ}30'$) is defined as a major salient limited by two transpressional transitional zones (Balanyá *et al.*, 2012). The western Betics individualized and rotated clockwise more than 50° , whilst the central Betics rotated clockwise 12° during the last 9 My (Crespo-Blanc *et al.*, 2016).

The Betics FTB was detached at a décollement level located within a basal evaporitic, viscous substrate. During the FTB accretion, the strain was partitioned between arc-perpendicular shortening

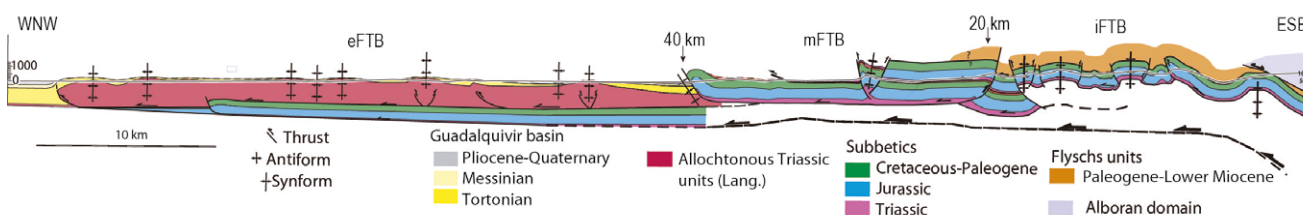


Fig. 2.- Cross-section parallel to the tectonic transport direction in the western Betics. Location in Fig. 1. See color figure in the web.

Fig. 2.- Corte paralelo a la dirección de transporte tectónico en las Béticas occidentales. Localización en Fig. 1. Ver figura en color en la web.

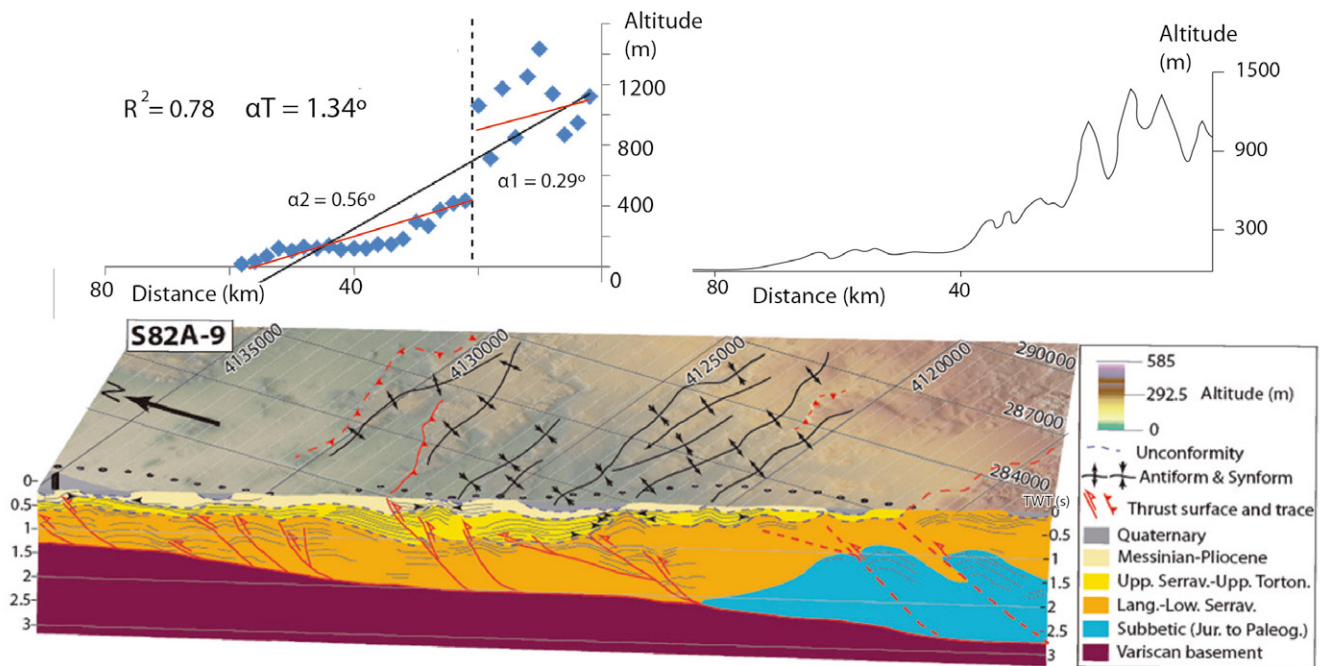


Fig. 3.- (A) Topographic profile of the western Betics FTB (B) Interpretation of seismic profile S82A-9. (See Fig. 1 for locations). See color figure in the web.

Fig. 3.- Corte topográfico del cinturón de pliegues y cabalgamientos de las Béticas occidentales. (B) Interpretación del perfil sísmico S82A-9. Localización en Fig. 1). Ver figura en color en la web.

The external FTB (eFTB) is composed of a thick allochthonous Triassic package (canopy; Flinch and Soto, 2022) and Middle Miocene to Quaternary sediments. The allochthonous Triassic package is sometimes more than 1 km thick (e.g. Bornos-1 well, Figs. 2 and 4B).

Overlying this allochthonous Triassic package, Middle Miocene to Quaternary sediments are deformed into non-cylindrical well Béticas 18-1 well; Fig. 4C), does not show large displacements. The

current Betics mountain front is not defined by a discrete fault but a complex fold tip line over ramping thrust.

Western Betics syn-orogenic topography (α)

The current Betics syn-orogenic topography also shows differences across strike the western Betics (Fig. 3A).

The iFTB, which is highly deformed by pop-up and pop-down structures (up to 20

km), shows a conformative relief (altitudes from 600 to 1,600 m) and a high stream incision (Fig. 3A). The topography sharply drops up to less than 500 m in the mFTB. The eFTB shows a smooth conformative relief. Altitudes range from 100 to 600 m (Fig. 3A). Depositional processes are dominant in both the mFTB and the eFTB.

When the overall syn-orogenic topography is analysed, the resulting α angle is 1.34° , especially due to the presence of a sharp topographic drop at ca. 20 km (i.e. between the iFTB and mFTB). This fact is related to both a less presence of post-Serravallian folds and an increase of their wavelength (Figs. 2 and 3B). When both FTB segments are analysed separately, α angles do not reach 0.6° (Fig. 3B).

Western Betics basement topography (β)

According to structural data, the Hercynian basement seems to dip 2° towards the ESE (Fig. 2).

Well data allowed us to analyse two sections in the western Betics FTB using the basement top (Lanaja, 1987). The westernmost section, in the apical part of the Gibraltar arc, is made from two wells: Villamanrique-1 and Bética 18-1 (Fig. 4C). The overall β is 3.1° in this section. To the E, we used the wells Carmona-2 to 6 and the outcropping basement. We made a least squares adjustment using the basement outcrop and wells Carmona 2 to 5

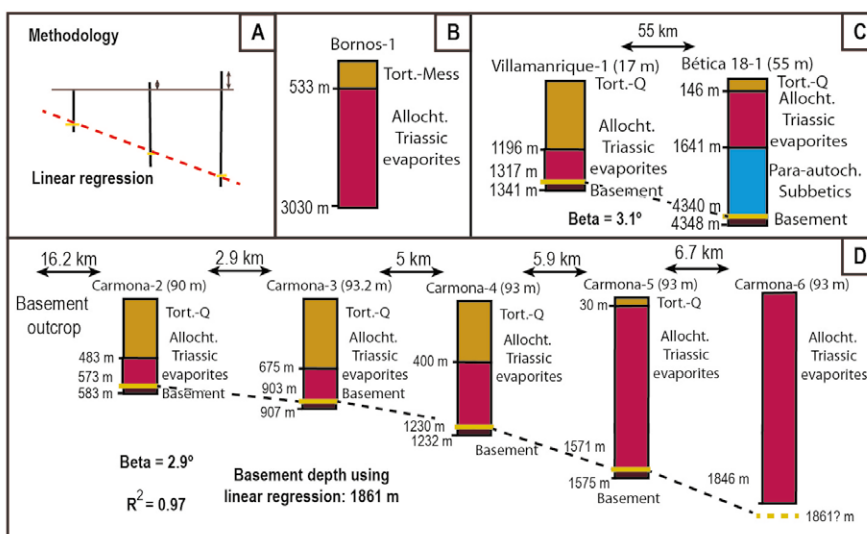


Fig. 4.- (A) Methodology used to calculate β from wells. (B) Interpretation of well Bornos-1. (C) Calculation of β using wells Villamanrique-1 and Bética 18-1. (D) Calculation of β using wells Carmona-2, 3, 4, 5 and 6. See color figure in the web.

Fig. 4.- (A) Metodología usada para calcular β con sondeos. (B) Interpretación del sondeo Bornos-1. (C) Cálculo de β usando los sondeos Villamanrique-1 y Bética 18-1. (D) Cálculo de β usando sondeos Carmona-2, 3, 4, 5 y 6. Localización en Fig. 1. Ver figura en color en la web.

and we obtained a β of 2.9° (Fig. 4D). $R^2 = 0.97$ means that all points adjusted very well to the main line. Consequently, no steps on the basement topography can be inferred.

The interpretation of S82A-9 is congruent with β angles of ca. 3° and it also shows the absence of basement steps (Fig. 3B).

Discussion

The western Betics FTB is detached within the Triassic layer (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2015; 2017 and this work). The evaporitic nature of the detachment level favours the development of post-Serravallian pop-up and pop-down structures (Fig. 2).

The Early to Middle Miocene, main deformation event probably built up a tectonic pile made up of Flyschs and Subbetics units (Expósito *et al.*, 2012). This stacking (partially eroded nowadays) may have provoked a tectonic load that favoured the emplacement of Triassic evaporites at the middle Miocene front of the FTB as a canopy (Flinch and Soto, 2022). These Triassic evaporites are overlaid by Tortonian to recent sediments, which deposited as mini-basins (Figs. 2 and Figs. 4B to 4D). The presence of a thicker viscous package favoured that the main detachment changed from the underlying autochthonous Triassic evaporites to the allochthonous package (Fig. 2). It is congruent with the low displacement observed in the underlying Subbetic units in the eFTB (Fig. 2). The deformation front propagated, adding Tortonian to Quaternary sediments to the FTB and it is currently active (Ruiz-Constán *et al.*, 2009). There is no evidence to interpret any step on the basement topography and any Triassic pinch-outs, thus the FTB deformation should have propagated without stagnation from the Early Miocene onwards. This fact would explain the absence of gravitational deposits made up of Jurassic blocks embedded in Middle Miocene sediments as it occurs in the Central Betics (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016).

The western Betics wedge shows $\alpha < 1.5$ and β ca. 3° (Figs. 2, 3 and 4). The basal friction angle seems to remain stable or

even it could have diminished when the main detachment progressed from the autochthonous Triassic evaporites to the allochthonous package.

This model sharply contrasts with the FTB development in the central Betics (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016). The central Betics wedge shows much higher β (4° to 13° vs <3°) and it shows a basement step. Moreover, a Triassic pinch-out is found. Both basement obstacles and/or the Triassic pinch-out probably conditioned the FTB stagnation during the Langhian and the deposition of gravitational deposits (the wedge reached the extensional deformation domain; critical taper theory; Jiménez-Bonilla *et al.*, 2016).

Consequently, the central Betics deformation front slowed down during the Langhian, whilst the western Betics deformation propagated at a constant speed. This difference on the propagation of deformation fronts could explain the differences on vertical axis rotations between the western and the central Betics FTB (Crespo-Blanc *et al.*, 2016). Both FTB segments show Quaternary tectonic activity.

Conclusions

1. The post-Serravallian deformation in the western Betics provoked the development of pop-up and pop-down structures in the internal FTB and the propagation of the deformation towards the Guadalquivir foreland basin, adding Tortonian to Quaternary sediments to the FTB.

2. The western Betics orogenic wedge is defined by a syn-orogenic topography (α angle) of < 1.5° and a basement topography without any significant step and a slope (β) of approximately 3°.

3. Our results suggest that while the central Betics deformation slowed down during the Langhian, provoking the deposition of gravitational deposits, the western Betics front continued propagating. It could have favoured the differences on vertical axis rotations between the western and central Betics, in their turn linked to the shaping of the Western Gibraltar Arc.

Author contributions

Díaz-Azpiroz and Jiménez-Bonilla compiled the data, Jiménez-Bonilla conceived the idea and all authors contributed to the writing.

Acknowledgements

We thank the two reviewers for their valuable comments.

References

- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Torcal, F., Pérez-Peña, V., Booth-Rea, G. (2012). *Geologica Acta*, 10 (3), 249-263.
- Crespo-Blanc, A., Comas, M., Balanyá, J.C. (2016). *Tectonophysics* 683(2). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.045>
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A. (1983). *Journal of Geophysical Research* 88, 1153-1172. <https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>
- Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Luján, M. (2012). *Tectonophysics*, 576-577, 86-98. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.018>
- Flinch, J.F., and Soto, J.I. (2022). *Marine and Petroleum Geology* 143, 105782. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105782>
- Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M. (2017). *Journal of Iberian Geology* 1 (2), 1-22.
- Jiménez-Bonilla, A., Torvela, T., Balanyá, J.C., Expósito, I., Díaz-Azpiroz, M. (2016). *Tectonics* 35 (12), 3028-3049. <https://doi.org/10.1002/2016TC004196>
- Lanaja, J.M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España, IGME, Madrid, 465 p.
- Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. De Granada, 1171 p.
- Poblet, J. and Lisle, R.J. (2015). *Geological Society*, 349, 1-24. <https://doi.org/10.1144/SP349.1>
- Ruiz-Constán, A., Stich, D., Galindo-Zaldívar, J., Morales J. (2009). *Terra Nova* 21, 352-359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3113.2009.00419.x>

Fractured rocks influence on hydrological flow in of the Agourai plateau, Middle Atlas, Morocco: Inferences from Isobase lineaments and field data

Influencia de las rocas fracturadas en el flujo hidrológico en la meseta de Agoura, Atlas Medio, Marruecos: Inferencias a partir de lineamientos de Isobases y datos de campo

Soukaina Mouljebouj^{1*}, Afaf Amine¹, Hmidou El Ouardi², Rida Haddane¹, Toufik Kouya² and Ali Ouargaga³

¹ Geosciences laboratory, Department of Geology, Faculty of Sciences, Mohammed V University in Rabat, 4 Avenue Ibn Batouta, B.P. 1014-Morocco.

² Equipe CartoTec, Department of Geology, Faculty of Sciences, Moulay Ismail university of Meknes, PB. 11201 Zitoune, Meknès, Morocco.

³ Laboratory of Geology of the Environment and Natural Resources (GERN), Abdelmalek Essaâdi University, Faculty of Sciences of Tetouan, Avenue de Sebta, Mhannech II 93002, Tetouan, Morocco.

soukainamouljebouj@gmail.com, a.amine@um5r.ac.ma, h.elouardi@umi.ac.ma, rida_haddane@um5.ac.ma, t.khouya@um5r.ac.ma, ali.ouargaga@etu.uae.ac.ma

*Corresponding autor

ABSTRACT

This study provides new data of hydrological flow direction in the Agourai plain, Tabular Middle Atlas, north central Morocco. Given its major economic interest in term of agricultural production, the analysis of fracture networks remain essential for a good management of water resources. Mapping fractures network, using isobase maps combined with field data reveal three groups of fractures oriented N-S, NE-SW and NW-SE. the latter was poorly described and lies with the setting of three main springs in the area. Fractures analysis in the Bouchermou spring, confirm the predominance of NW direction, which control of the water flow in this area.

Key-words: Isobase lineaments, Water circulation, Agourai plateau, Tabular Middle Atlas, Morocco.

RESUMEN

Este estudio proporciona nuevos datos de la dirección del flujo hidrológico en la llanura de Agoura, Atlas Medio Tabular, Marruecos central norte. Dado su gran interés económico en términos de producción agrícola, el análisis de las redes de fracturación sigue siendo esencial para una buena gestión de los recursos hídricos. El mapeo de la red de fracturas, utilizando mapas de isobases combinados con datos de campo, revela tres grupos de fracturas orientadas N-S, NE-SW y NW-SE. este último fue mal descrito y se encuentra con el establecimiento de tres manantiales principales en la zona. Los análisis de fracturas en el manantial de Bouchermou, confirman el predominio de la dirección NOROESTE, que controla el flujo de agua en esta zona.

Palabras clave: Lineamientos Isobase, Circulación del agua, Meseta de Agoura, Atlas Medio Tabular, Marruecos.

Geogaceta, 76 (2024), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104534>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 11/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

Fractured reservoirs are becoming more important in the exploration of groundwater and geothermal fluids. Understanding circulations require characterizing fracture networks affecting a rock reservoir. With the increase of water needs and the climate changes the management of water resources is one of the major environmental issues in Morocco.

The highly fractured and karstic landscape of the Agourai plateau (El Ouardi *et al.*, 2018) belongs to the tabular Middle Atlas, between the Rif and the folded Middle Atlas, in north-central Morocco (Fig. 1). Fractures favor the water flows through a series of Springs of emergence and discharge, with fairly large flows (Ain

Maarouf, Ain Boujaoui, Ain Bouchermou). However the water pathway and the complex fractures network organization are poorly constrained.

We focus on the direction of hydrological flow by mapping fractures network, using isobase maps combined with field data to improve the knowledge of the hydrogeological behavior of fractures in the Bouchermou spring area.

Geological setting

The Agourai plateau is located at the NW side of the Folded Middle Atlas (Fig. 2). The plateau is drained by two rivers (Oued El Kell and Oued Rdom). The main lithologies in the area Liassic limestone and dolostone. Gorges are the main fluvio-karst forms, typically developed

in semi-aride climate conditions. They are slightly deformed and are limited only to the Upper Triassic-Lower Jurassic rocks, corresponding to red silty clay intercalated by basalt. They are structured in drag folds occurring in Jurassic limestone, especially near NE-SW oriented major faults (Fig.1). Fractures affecting the Liassic limestone have the same orientation, defining many blocks in the Agourai Plateau, which shows sometimes half-grabens, containing continental Mio-Plio-Quaternary sedimentation (Bouya, 2014).

Methodology

The isobase maps analysis (Filosofov, 1960; Amine and El Ouardi 2017) consists of highlighting fractures and lineaments

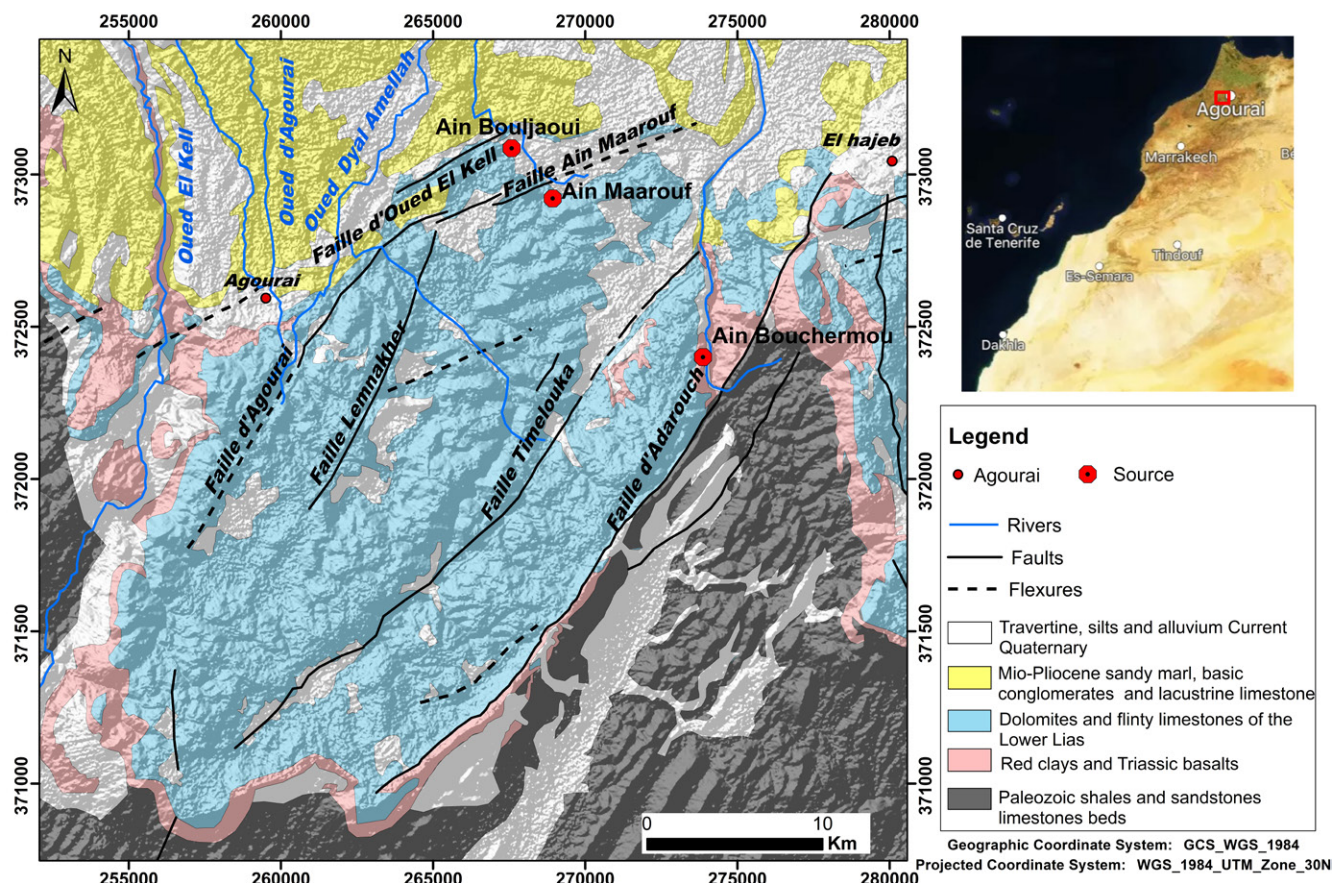


Fig. 1. Simplified geological map of the Agourai plateau. See color figure in the web.

Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la meseta de Agoura. Ver figura en color en la web.

and their orientation in homogeneous lithology. We attributed the height of the contour lines to the hydrographic network, after its extraction using the D8 method, from the digital terrain model (DEMs) (Fig.2), via the ArcGis 10.3 softwa-

re. Firstly, we carried out the interpolation to obtain the isobase surfaces which allow us to obtain isoline curves (isolines). Then, from the second and third order isolines, we drew fractures in comparison with the structural and lithological map

of the region. Their determination is based on the deformation of these curves due to a tectonic disturbance (Grohmann *et al.*, 2011).

Results and conclusions

Isobase maps

Isobase lineaments show three main directions (Fig. 3). The dominant and oldest are NE-SW oriented fractures and are interpreted to be inherited from the Hercynian basement and reactivated during the Triassic-Liasic times controlling the Atlas rifting. Their following reactivation during Miocene and Quaternary times has also been previously mentioned by several authors (Charrière, 1990; Hinaje, 2004; Bouya *et al.*, 2014).

The NW-SE oriented lineaments coincide with the alignment of three spring sources (Ain Maarouf, Ain Bouljaoui and Ain Bouchermou) and would be linked to a recent extensive tectonic phase attributed to the upper Tortonian – Messinian (Hinaje, 2004; El Fartati *et al.*, 2023) (Fig. 3). These fractures often correspond to

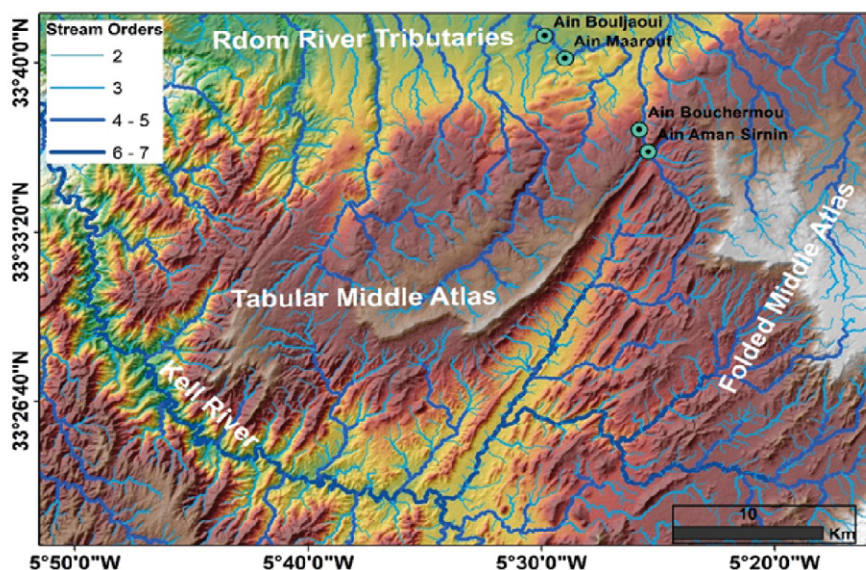


Fig. 2. DEM of the Agourai plateau showing the main drainage network in the area. The green circles are the location of the sources. See color figure in the web.

Fig. 2.- DEM de la meseta de Agoura que muestra la principal red de drenaje de la zona. Los círculos verdes localizan la situación de las fuentes. Ver figura en color en la web.

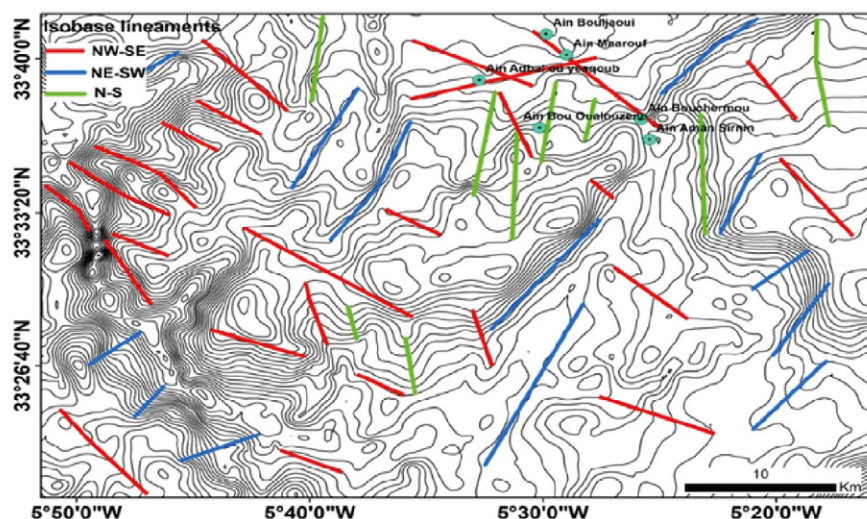


Fig. 3. Isoline map of the the Agourai plateau and main isolate lineaments. See color figure in the web.

Fig. 3.- Mapa isolíneo de la meseta de Agoura y principales lineamientos isolíneas. Ver figura en color en la web.

normal faults serving as water drains and along which groundwater flows from the Agourai plateau towards the Saiss basin, and thus allowing the supply of the aquifer. They also follow underground karst (Fig. 4D, E) alignments (El Ouardi *et al.*, 2018).

Field analysis in the Ain Bouchermou

The Ain Bouchermou spring is located exactly in the stratigraphic contact zone between the upper red clays of the Triassic and the dolomitic limestones of the Liassic. This source is located

on the extension of a small fractured thalweg-oriented NE-SW. The fracturing analysis in 4 microtectonic station show 3 families of fractures: NW-SE, NE-SW and N-S (Fig. 4A).

The Liassic carbonatic formation shows a brecciated (Fig. 4C) appearance and a roughness on the surface characteristic of karst landscapes. This brecciation can be of two origins: i) Frequent activity in high friction fracture zones; ii) synsedimentary origin linked to environmental. Certain zones are brecciated and are aligned along major fractures affecting the carbonate formations (Fig. 4C).

Bou-cherrou source area is located in the continuity of the NW-SE oriented thalweg (Fig. 6), which is crossed by a major fault in the same direction and which would be the main draining fracture in the site.

These fractures are all connected and therefore play an important role in the circulation and water supply, which can explain the significant flow of this resurgence. Results can be explained by the proposed 3D model (Fig. 6) making it possible to link the geology of the Bou-cherrou sector and the analyzed fractures in the Liassic limestones surrounding the spring in the Agourai plateau.

Author Contributions

Mouljebouj, S: Formal analysis and writing, Amine, A: Analysis supervision and révision, EL-Ouardi, H: geological field work and analysis, Haddane, R, Kouia, T and Ouargaga, A: methodology analysis.

References

- Amine, A., El Ouardi, H. (2017). Geogaceta, 61, 71-74
- Bouya, N. (2014). Utilisation des données géophysiques aéroportées magnétiques et spectrométriques dans la cartographie géologique de la partie NE du massif central marocain et des causses moyenatlasiques. Thèse de Doctorat, Univ. Moulay Ismail, Meknès, Maroc, 179 p.
- Bouya, N., and El Ouardi, H. (2014). Geological interpretation of aeromagnetic data from Bou Chber area, Central Moroccan Massif. Geogaceta, 56, 39-42.
- Charrière, A. (1990). Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moy-



Fig. 4. (A) and (B) Faults and several diaclasses and joints families in the Jurassic outcrops of Agourai plateau. (C) Brecciated and ruiniform appearance of the liassic limestones in Bou-cherrou. (D) and (E) Karstification phenomenon in the liassic carbonate rocks around the source of Bouchermou.

Fig. 4.- (A) y (B) Fallas y varias familias de fracturas en los afloramientos del Jurásico de la meseta de Agourai. (C) Apariencia brechificada y ruiniiforme de las calizas liásicas en Bouchermou. (D) y (E) Fenómeno de karstificación en las rocas carbonatadas liásicas alrededor de la fuente de Bouchermou.

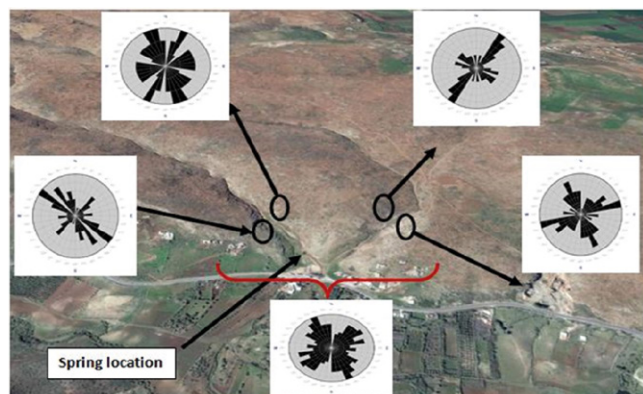


Fig. 5. Google earth image of the analysed fractures locations in the Agourai plateau and representative rosettes.

Fig. 5.- Imagen de Google Earth de las ubicaciones de fracturas analizadas en la meseta de Agoura.

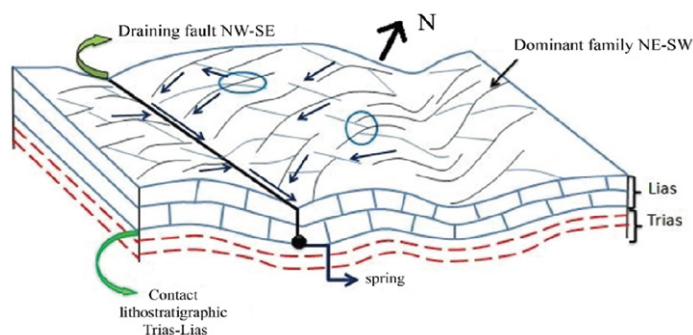


Fig. 6. Plan view of orientation and connectivity of fractures controlling the overall direction of flow, in Ain Bouchermou spring area.

Fig. 6.- Vista en planta de orientación y conectividad de fracturas que controlan la dirección general del flujo, en el área de manantiales en Bouchermou

en Atlas au SE de Fès (Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat, Toulouse, 589 p.

El Fartati, M., Hinaje, S., Yaagoub, D., El Fellah Idrissi, D., Amrani, S., Gharmane, Y., Laiche, M., Drissi, Y., and Tagma, T. (2023). Journal of African Earth Sciences, 205, 104996.

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104996>

El Ouardi, H., Boualoul, M., Ouhammad, H., Habibi, M., Muzarafuti, A., Allaoui, A., and Amine, A. (2018). Geogaceta, 63, 119-122.

Filosofov, V.P. (1960). Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures. Saratov University Publishing House, Saratov (in Russian).

Grohmann, C. H., Riccomini, C., and Cha-

mani, M. A. C. (2011). Hydrology and Earth System Sciences, 15 (5), 1493-1504.

<https://doi.org/10.5194/hess-15-1493-2011>.

Hinaje, S. (2004). Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas central (Midel –Errachidia) depuis le Trias jusqu'à l'Actuel. Thèse Doctorat d'Etat, Université Mohamed V, Rabat, 363 p.

La estructura frontal del arco de Cazorla-Alcaraz en el sector de Vianos (Prebético Externo, SE España)

Structure of the front of the Cazorla-Alcaraz arc in the Vianos sector (External Prebetic, SE Spain)

Luis Trigueros-Ramos^{1,*}, Mario Sánchez-Gómez^{2,3}, Luis A. Pérez-Valera^{2,4}, David Sanz^{3,5}, Fernando Pérez-Valera⁶

¹ Dpto. Geología, Grupo SAMCA, Paseo Independencia, 21, 50001 Zaragoza ltrigueros@samca.com

² Dpto. Geología, CEAETEMA, Universidad de Jaén, 23071 Jaén, msgomez@ujaen.es

³ Instituto de Estudios Albacetenses "D. Juan Manuel" (IEA)

⁴ Dpto. Física, Univ. de Burgos, Avd. Cantabria, s/n, 09006 Burgos laperez@ubu.es

⁵ Dpto. Ing. Geológica y Minera, Univ. Castilla la Mancha, 16071 Cuenca, david.sanz@uclm.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 author

ABSTRACT

The present work analyzes the relationships between sedimentation and structuring of the Cazorla-Alcaraz Arc (External Prebetic) during the late Miocene in the Vianos salient (Albacete, Spain). The creation of the local depocenter in the foreland basin that occurs by the last arc advance is described. The foredeep was delimited by a fault-bend fold that had paleogeography expression and was filled in marine conditions, in a transgressive context, possibly during the end of the Tortonian. It is therefore one of the points with the youngest marine Miocene deposits in the northern sector of the External Prebetic.

Key-words: Cazorla-Alcaraz arc, Prebetic, Tortonian, Imbricate slices, North-Betic strait.

RESUMEN

El presente trabajo analiza las relaciones entre la sedimentación y la estructuración del Arco de Cazorla-Alcaraz (Prebético Externo) durante el Mioceno superior en el saliente de Vianos (Albacete, España). Se describe la creación del depocentro local en la cuenca de antepaís más tardío que se produce por avance del arco. El surco fue delimitado por un pliegue en rodilla que tuvo expresión paleogeográfica y se colmató en condiciones marinas, en un episodio transgresivo posiblemente durante el final del Tortonense. Se trata por tanto de uno de los puntos con depósitos miocenos marinos más jóvenes en el sector septentrional del Prebético Externo.

Palabras-clave: Arco Cazorla-Alcaraz, Prebético, Tortonense, Escamas imbricadas, Estrecho Norbético.

Geogaceta, 76 (2024), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104518>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Una de las estructuras más característica del orógeno Bético-Rifeño es el Arco de Cazorla-Alcaraz (ACA, Fig.1), también denominado Arco estructural de "Cazorla-Alcaraz-Hellín" (Álvaro *et al.*, 1975; Rodríguez-Estrella, 1979), prisma orogénico prebético (Andrieux y Nebbad, 1996), arco Prebético (Platt *et al.*, 2003) o simplemente Arco de Cazorla (Pérez-Valera *et al.*, 2017; 2022). Éste constituye un cinturón de pliegues y cabalgamientos imbricados formado por unidades prebéticas que en el sector noreste cabalgan directamente sobre la cobertera tabular mesozoica del Macizo Varisco, o, hacia el oeste, sobre los materiales neógenos de la Cuenca del Guadalquivir. El arco se configura durante el Tortonense (Meijninger y Vissers, 2007), con un estilo estructural de escamas tectónicas cuyas estructuras (ejes de pliegues y fallas inversas) presentan una orientación 020°

en su parte central y sur. Comienza a girar a la altura de Alcaraz (sector norte), formando un saliente -o antitaxis- hasta alcanzar una dirección E-O e, incluso de 110°, volviendo a su orientación original (040°) en la sintaxis de Hellín. En esta última zona, presenta un estilo estructural diferente, definido por pliegues suaves y fallas inversas más espaciadas.

Sólo hay un par de estudios estructurales que consideren el Arco de Cazorla-Alcaraz en su conjunto, una tesis inédita (Mandeville, 1993) y un trabajo preliminar (Andrieux y Nebbad, 1996). Las zonas de transferencia del arco que actúan como límites del mismo, tanto en su parte septentrional (Falla de Socovos: Pérez-Valera *et al.*, 2022) como en su parte meridional (Fallas de Tíscar y Collejares: Pérez-Valera *et al.*, 2017) han sido estudiadas más recientemente. Sin embargo, la secuenciación de la deformación durante el avance del arco, aunque analizada en las pasadas décadas para un

sector de la parte meridional (Meijninger y Vissers, 2007), se basa fundamentalmente en estudios clásicos realizados hace más de medio siglo dentro del plan MAGNA de cartografía geológica de España (p.ej. Dabrio *et al.*, 1971; Calvo *et al.*, 1978) con técnicas y medios actualmente superados.

Contexto Geológico

El sector de Vianos se encuadra en el borde más exterior del Prebético Externo en contacto con los materiales que forman la Cobertera Tabular del Macizo Varisco (Fig.1). Estos últimos están formados por una sucesión de materiales siliciclásticos pertenecientes al Triásico (Capas Rojas; Fernández, 1977), dispuestos discordantes sobre el Varisco y de manera sub-horizontal, sobre los que se encuentran una formación de varias decenas de metros de espesor de calizas y dolomías del Jurásico Inferior. Por su

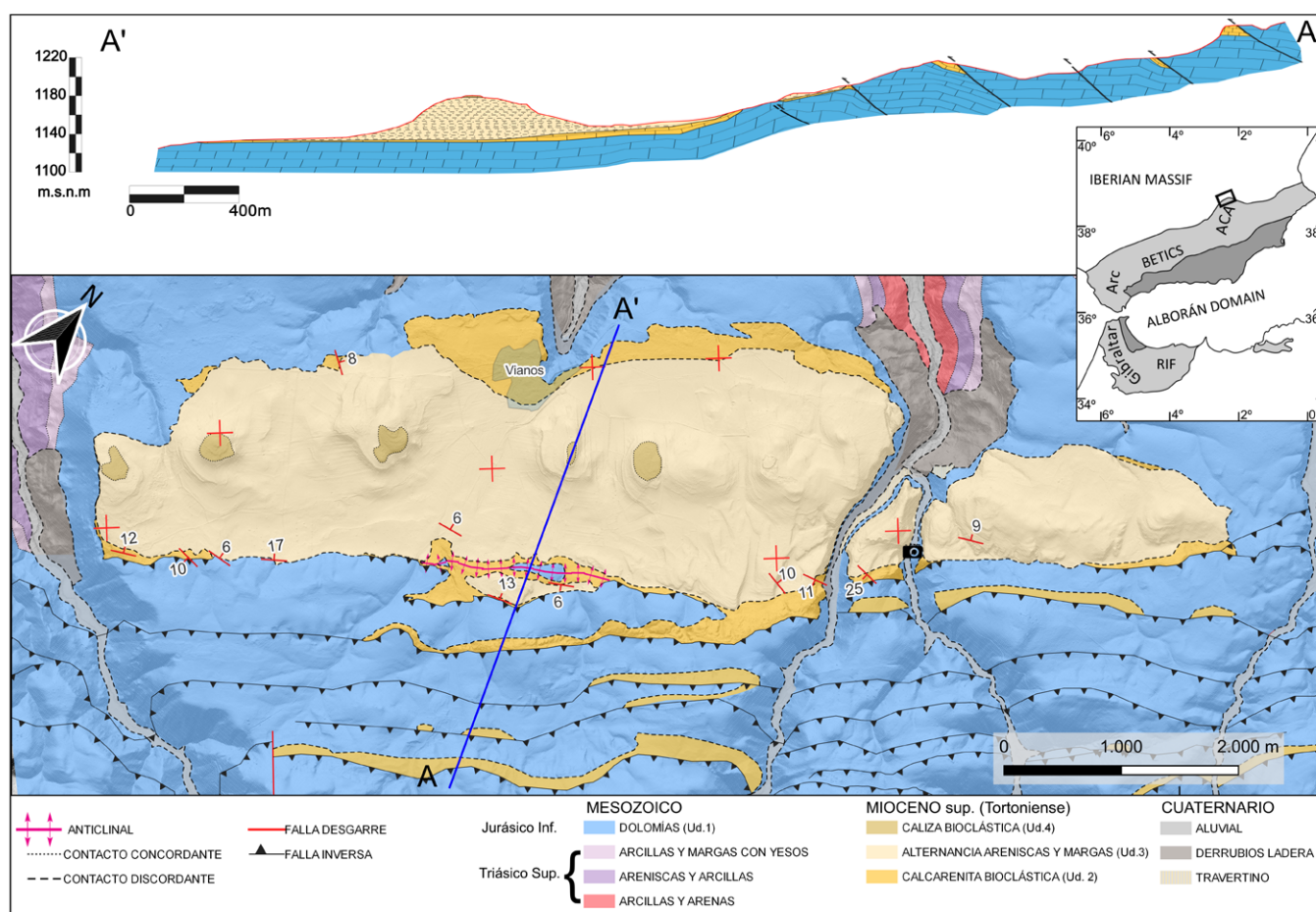


Fig. 1.- Cartografía geológica del área de estudio, con perfil geológico A-A' donde se observan las relaciones estructurales entre los diferentes materiales aflorantes en el sector de Vianos. La falla ciega que marca el perímetro del arco y el momento relativo exacto del final de la deformación puede observarse en la Figura 3. La cámara indica la posición de la panorámica de la Figura 3.A. Ver figura en color en la web.
 Fig. 1.- Geological map of the study area, indicating the geological section A-A'; showing the structure between the different units in the Vianos sector. The fault-bend fold that delimitate the perimeter of the arc and the exact relative moment of the end of the deformation can be seen in Figure 3. The camera indicates the position of the panorama picture of Figure 3.A. See color figure in the web.

parte, el Prebético Externo, está caracterizado por la presencia de materiales sedimentarios carbonatados y siliciclásticos (Baena y Jerez Mir, 1982), que van desde el Triásico hasta el Mioceno medio, con espesores reducidos y con abundantes lagunas estratigráficas (García-Hernández *et al.*, 1980)

En el sector de estudio los materiales neógenos se disponen discordantes sobre las unidades del Prebético Externo, de edad Jurásico Inferior. La sedimentación tuvo lugar en cuencas marinas a lo largo del Mioceno, que se fueron desarrollando de forma coetánea con los procesos de estructuración del margen sudibérico. La estructuración se produce desde el Burdigaliense inferior hasta el Tortonense terminal (Platt *et al.*, 2013), desarrollándose en el Prebético Externo las estructuras propias de un prisma orogénico, como resultado de la superposición de fallas inversas de bajo ángulo en haces imbricados y pliegues, en el

Tortonense (Linares y Rodríguez-Estrella, 1973; Platt *et al.*, 2013).

La presencia de discordancias dentro de las unidades neógenas es interpretada como resultado de la propia migración del depocentro de las cuencas periféricas, frontales o de antepaís (Beets y De Ruig, 1992) que se fueron sucediendo durante ese periodo. La historia deposicional estuvo controlada básicamente por los movimientos tectónicos durante la estructuración de todo el margen sudibérico que fue provocando el progresivo cierre entre el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico, cuya desconexión completa tuvo lugar a finales del Mioceno, (Meijninger y Vissers, 2007; Martín-Martín *et al.*, 2009; Braga *et al.*, 2010).

Estratigrafía

A partir del análisis de la cartografía realizada en el área de estudio se han diferenciado, 4 unidades litoestratigráficas,

todas ellas de naturaleza carbonatada: una de edad Jurásico Inferior, y las otras tres pertenecientes al Mioceno, (Fig. 2).

Los materiales de la Unidad 1 (Jurásico Inferior) están divididos localmente en dos tramos: un tramo inferior carbonatado y otro superior arcilloso. El tramo inferior está formado por dolomías y calizas en bancos, con espesores decimétricos, mostrando cierta homogeneidad a escala regional. El tramo superior es atribuido al Jurásico Inferior (Linares y Rodríguez-Estrella, 1973) y está constituido por niveles de arcillas rojas y verdes, los cuales pueden confundirse con los niveles del Triásico sup., aunque se diferencia por la presencia de intercalaciones dolomíticas.

La Unidad 2, discordante sobre la Unidad 1, está bien representada en la zona de estudio. La serie se inicia con una brecha formada por cantos redondeados de naturaleza cuarcítica y en menor proporción de cantos calcáreos. Seguidamente,

se desarrolla un tramo representado por una sucesión de calcarenitas bioclásticas, organizadas en bancos decimétricos a métricos, mostrando niveles de tipo calcirrudítico o más arenosos, pudiéndose observar en estos últimos laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala. Los fósiles son frecuentes, encontrándose sobre todo restos de bivalvos, equinodermos y algas rojas, que permiten datar esta unidad como Tortoniense (Rodríguez-Estrella, 1979; Calvo, 1985)

La Unidad 3 se deposita sobre la Unidad 2 mediando entre ellas una discontinuidad de geometría heterogénea de-

pendiendo del sector considerado. Está constituida por una alternancia de areniscas de naturaleza carbonatada y muy bien seleccionadas, con margas limosas laminadas. Las areniscas presentan laminación paralela y galerías de *Ophiomorpha*. En cuanto a la potencia de los niveles, las areniscas pueden llegar a mostrar bancos decimétricos a métricos, mientras que los niveles de margas limosas muestran potencias centimétricas. Se han observado restos de ostreídos y pectínidos. Hacia techo de la Unidad 3 los estratos margosos se hacen más potentes, llegando a alcanzar algunos metros de espesor, manteniendo los niveles de areniscas sus características.

Finalmente, la Unidad 4 es concordante con la unidad infrayacente y está constituida por calizas bioclásticas, en bancos decimétricos, con fragmentos de ostreídos y pectínidos.

Relaciones tectónica-sedimentación

La estructuración del área de estudio se desarrolla de SE a NW, durante el Tortoniense (Platt *et al.*, 2003), mostrando elementos característicos de la parte

frontal de una cuña acrecional orogénica (Andrieux y Nebbad, 1996). La cartografía (Fig. 1) muestra en su mitad SE, la superposición de fallas inversas de bajo ángulo que desarrollan una estructura en escamas y haces imbricados que afectan tanto a las dolomías y calizas del Jurásico Inferior (Unidad 1) como a las calcarenitas bioclásticas del Tortoniense (Unidad 2), formando lo que se puede considerar la zona frontal de la cuña. Hacia el NW, se encuentra la cuenca de antepaís propiamente dicha, donde las unidades 1 y 2 infrayacentes se mantienen subhorizontales y no se ven afectadas por las fallas inversas (Fig. 1). En este subsector la alternancia de areniscas y margas de la Unidad 3 muestra una relación de discordancia con las calcarenitas bioclásticas de la Unidad 2, y la Unidad 4 se deposita concordante sobre la Unidad 3.

El contacto entre las escamas imbricadas y la cuenca indeformada se resuelve localmente mediante un pliegue en rodilla vergente al norte, precedido de uno menor, en cuyo interior alberga una falla ciega amortiguada en la Unidad 2 (Figs. 1 y 3). El pliegue llega a constituir un paleorelieve y constituye el borde activo de la cuenca de antepaís, donde se depositan

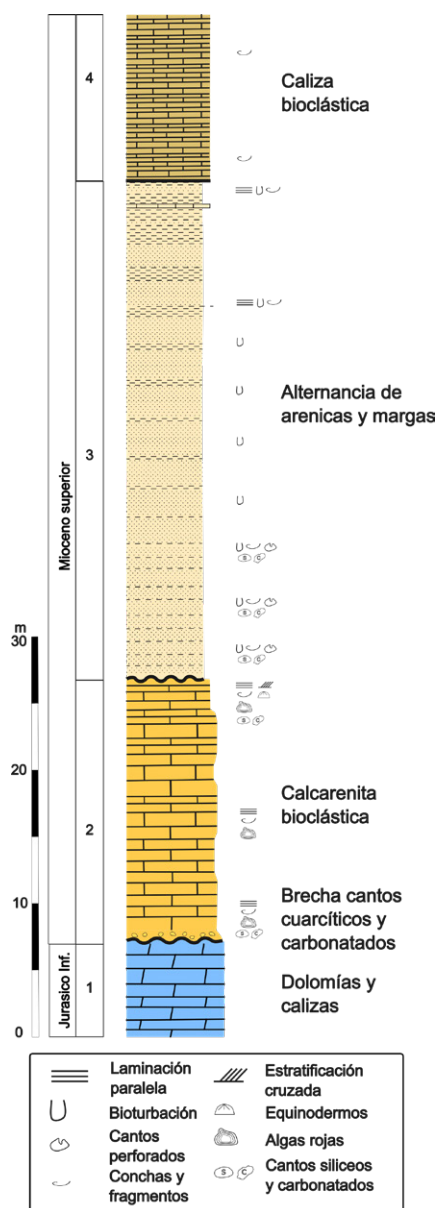


Fig. 2.- Columna estratigráfica de las diferentes unidades litoestratigráficas (1 a 4) presentes en el sector de Vianos. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stratigraphical section of the different lithostratigraphic units (1 to 4) observed in the Vianos sector. See color figure in the web.

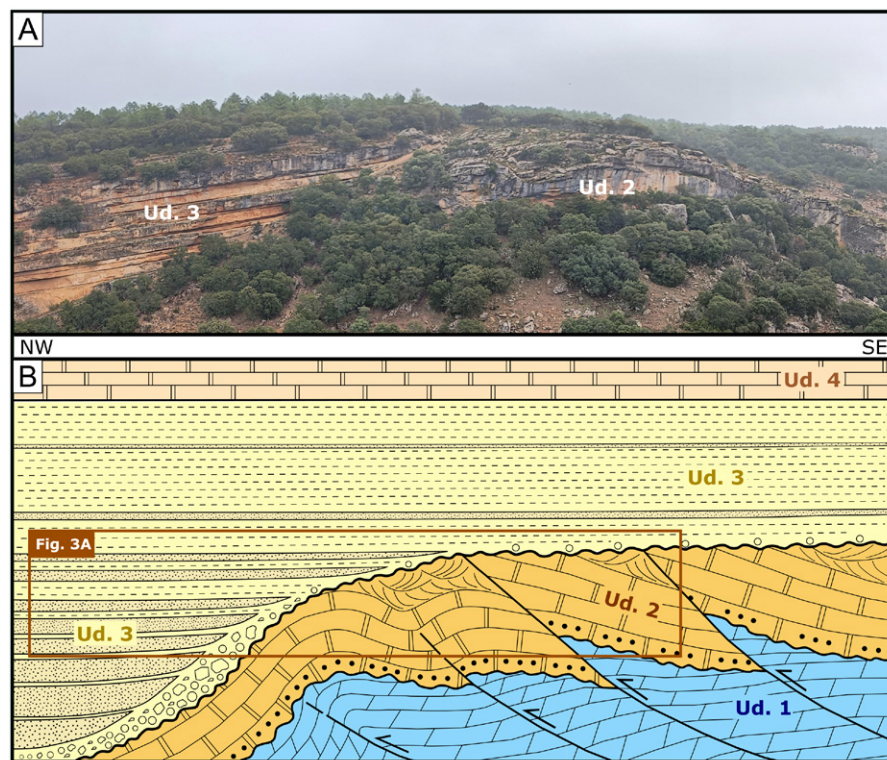


Fig. 3.- A. Panorámica de campo donde se observan las relaciones entre las unidades 2 y 3. B. Esquema interpretativo de las relaciones estratigráficas y estructurales entre las diferentes unidades presentes en la zona de estudio. Sin escala. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A. Panoramic view of the units 2 and 3 and their relations. B. Sketch with the structural and stratigraphy relations between the different units observed in the study zone. Not to scale. See color figure in the web.

la alternancia de areniscas y margas, correspondientes a la Unidad 3. Se define así un dispositivo de solapamiento expansivo costero (*onlap*) de esta unidad sobre las unidades 1 y 2, que registra una transgresión marina hacia el sur (Fig. 3). La Unidad 3 llega a fosilizar algunas de las fallas inversas de bajo ángulo que se localizan en la zona frontal de la cuña sin que se haya observado en ningún caso rejuegos posteriores de estas fallas inversas.

Discusión y conclusiones

La zona de estudio representa un segmento del borde exterior del ACA (Fig. 1) donde se observa la deformación del prisma orogénico justo en el momento que éste detiene su avance. Los trabajos regionales indicaban que los sedimentos tortonienses estaban pellizcados (Calvo, 1985) y proponían que debía existir una discordancia intratortoniense (Rodríguez-Estrella, 1979) que no se llegaba a identificar fehacientemente. El presente trabajo describe esta discordancia de forma detallada, mostrando que la Unidad 3 se deposita horizontalmente, adaptándose a los paleorrelieves que formaban las unidades 1 y 2 deformadas e incipientemente erosionadas, mostrando un claro dispositivo en *onlap* costero en su parte más externa (Fig. 3).

El registro sedimentario de este hito indica que la Unidad 3 se deposita en un claro contexto transgresivo sobre las unidades 1 y 2, manteniéndose las condiciones de alto nivel hasta el depósito de la Unidad 4, que muestra ya una tendencia regresiva. El final del frente de cabalgamientos formaría un último depocentro de la cuenca miocena de antepaís, que habría ido desplazándose hacia el exterior al mismo tiempo que avanzaban los cabalgamientos, tal y como ha sido descrito en otros lugares del ACA (Meijninger y Vissers, 2007).

Nuevas dataciones en este sector a ambos lados de la discordancia establecerían el momento exacto en que la deformación ligada al cinturón de pliegues y cabalgamientos termina y da paso a unas condiciones tectónicas con predominio de los reajustes isostáticos. El depocentro descrito aquí, de orientación aproximada N045°E, podría ser considerado como otra posible vía de conexión entre las masas de agua atlánticas y mediterráneas junto con otras señaladas más al sur (Martín-Martín *et al.*, 2009; Braga *et al.*, 2010). En cualquier caso, este sería uno de los puntos con depósitos miocenos marinos más jóvenes en el sector septentrional del Prebético Externo.

Contribución de los autores

LTR, cartografía, adquisición de datos, figuras y borrador del manuscrito; MSG, estructura del trabajo, edición, revisión manuscrito; LAPV, investigación; DS, investigación; FPV, estructura del trabajo, figuras, revisión manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Estudios Albacetenses mediante una ayuda a proyectos de investigación 2023 y por el proyecto del MICIN PID2020-114381GB-I00.

Referencias

- Álvaro, M. *et al.* (1975). Boletín Geológico y Minero, 86 (V): 467-477.
 Andrieux, J. y Nebbad, F. (1996). Geogaceta, 20(4): 810-812.
 Baena, J. y Jerez-Mir, L. (1982). Colección-Informe Instituto Geológico y Minero.
 Beets, C. y De Ruig, M. (1992). Sedimentary Geology, 78: 233-250.

- [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90022-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90022-J)
 Braga, J.C. *et al.* (2010). Sedimentary Geology 225: 19-33
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.01.003>
 Calvo, P. *et al.* (1978). Boletín Geológico y Minero, 89: 407-426.
 Calvo, P. (1985). El Mioceno marino en el área externa de la zona Prebética (Albacete). En *Hoja MAGNA 790 (Albacete)*. IGME, Madrid, 29p.
 Dabrio, C.J. *et al.* (1971). Cuadernos de Geología, Univ. de Granada (2): 31-40.
 Fernández Martínez, J. (1977). La sedimentación triásica en el borde SE de la meseta. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 330p.
 García-Hernández, M. *et al.* (1980). Geologie en Mijnbouw, 59(2): 155-168.
 Linares, L. y Rodríguez-Estrella, T. (1973). Boletín Geológico y Minero, 84(VI): 419-425.
 Mandeville, C.R.M. (1993) A structural study of an Arcuate Thrust Belt, southern Spain. Tesis Doctoral (Inédita). Univ. de Oxford.
 Martín-Martín, J.M. *et al.* (2009). Sedimentary Geology, 216: 80-90.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.005>
 Meijninger, B. y Vissers, R. (2007). Revista de la Sociedad Geológica de España, 20: 153-171.
 Pérez-Valera, F. *et al.* (2017). Tectonics, 36(6): 1006-1036.
<https://doi.org/10.1002/2016TC004414>
 Pérez-Valera, L.A. *et al.* (2022). Journal of Structural Geology 165, 104746.
<https://doi.org/10.1029/2001TC001321>
 Platt, J. *et al.* (2003). Tectonics, 22(3), 1017. doi:10.1029/2001TC001321
 Platt, J. *et al.* (2013). Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 41: 313-357.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951>
 Rodríguez-Estrella, T. (1979). Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Albacete) Memoria IGME 97.

Interacción entre la tectónica salina y las clinoformas progradantes plio-cuaternarias del SO del surco de Valencia

Interaction between salt tectonics and Plio-Quaternary prograding clinoforms in the SW Valencia Trough

Adrià Ramos^{1*}, Antonio Pedrera², Menno J. de Ruig³, Pedro Alfaro¹ y Iván Martín-Rojas¹

¹University of Alicante, Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Carretera San Vicente del Raspeig s/n 03690 San Vicente del Raspeig, Alicante, España. adria.ramos@ua.es, pedro.alfaro@ua.es, ivan.martin@ua.es.

²Instituto Geológico y Minero de España, Dpto. Geología y Subsuelo, CN IGME-CSIC, C/ Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, España. a.pedrera@igme.es

³Oropesa BV, Van Bleiswijkstraat 183, 2582 LD The Hague, Netherlands. menno.deruig@gmail.com.

*Corresponding autor

ABSTRACT

2D multichannel seismic profiles from the SW part of the Valencia Trough has allowed us to recognize the architecture of the main deltaic margin sequences deposited during the Pliocene and Quaternary. The sequential restoration of a representative geological cross-section has been made in order to determine the evolution of these sequences and to discuss the role played by the salt had in the stratigraphic configuration. The load associated with these sediments, up to 3000 meters thick in the external part of the platform, led to the rejuvenation of previous diapiric structures and the development of faults that sole in the underlying Triassic salt unit. Besides the changes of the sea level and climate, these suprasalt faults influenced the geometry and migration of the depocenters during the Pliocene and Quaternary. Therefore, salt tectonics plays key role on the architecture of prograding clinoforms.

Key-words: Valencia Trough, prograding clinoform, salt tectonics, Plio-Quaternary.

RESUMEN

Los perfiles de sísmica multicanal 2D situados en la parte SO del Surco de Valencia permiten reconocer la arquitectura de las principales secuencias deltaicas depositadas en su margen durante el Plioceno y el Cuaternario. Se ha realizado la restitución secuencial de un corte geológico representativo para determinar su evolución y discutir el papel que tuvo la sal en su configuración. La carga asociada a estos sedimentos, que llega hasta los 3000 metros de espesor en la parte externa de la plataforma, ha propiciado el rejuvenecimiento de estructuras diapíricas previas y el desarrollo de fallas despegadas en la unidad de sal triásica infrayacente. Además de las variaciones del nivel del mar y el clima, estas fallas suprasal influyeron en la geometría y migración de los depocentros durante el Plioceno y Cuaternario. Por tanto, la tectónica salina ejerce un control clave en la arquitectura de las clinoformas progradantes.

Palabras clave: Surco de Valencia, clinoforma progradante, tectónica salina, Plio-Cuaternario.

Geogaceta, 76 (2024), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104493>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Los sistemas deltaicos muestran frecuentemente arquitecturas progradantes desarrolladas en la zona de transición entre las aguas someras y profundas. La sísmica de exploración realizada en márgenes continentales y cuencas sedimentarias ha favorecido la caracterización geométrica de las secuencias deposicionales y el perfeccionamiento de los modelos conceptuales que explican su formación (Patrino and Helland-Hansen 2018). El desarrollo de las secuencias estratigráficas está controlado por factores globales como la altura relativa del nivel del mar y regionales como la cantidad de sedimentos aportados en el sistema y la tasa de subsidencia asociada a distintos procesos tectónicos.

Cuando las cuencas sedimentarias albergan unidades evaporíticas que incluyen sal, la carga sedimentaria desensa-

dena su movilización (p.ej. Ge et al. 1997; Ramos et al. 2022). La tectónica salina condiciona la paleobatimetría y, por lo tanto, los ambientes sedimentarios de las sucesiones sin-cinemáticas. En el caso de sistemas deltaicos, la tectónica salina interacciona con otros controles primarios como las variaciones del nivel del mar y de los aportes sedimentarios durante el depósito de clinoformas progradantes (p.ej. Rojo et al. 2019).

En el margen continental del suroeste del surco de Valencia se ha emplazado una megasecuencia progradante durante el Plioceno y el Cuaternario, con un espesor máximo de unos 3000 metros. Frente a las costas de Valencia, el sistema deltaico muestra una dirección de progradación O-E que cambia a SSO-NNE en la parte sur de la cuenca. El estilo de apilamiento de estas secuencias en el margen continental ibérico está principalmente vinculado a las va-

riaciones glacio-eustáticas y a los cambios de aportes, así como la tectónica (Fernández-Salas et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2002; Kertznus y Kneeller, 2009; Lobo et al., 2015; Maldonado et al., 1985). Por otro lado, tanto el relleno sedimentario Mesozoico y Mioceno de la cuenca como estas unidades más recientes están afectadas por tectónica salina. Sin embargo, no hay estudios que discutan la influencia del flujo de la sal en las clinoformas progradantes en el surco de Valencia. El objetivo de este trabajo es describir la geometría de las principales secuencias deltaicas y discutir el papel que tuvo la sal en su configuración.

La excelente calidad de la sísmica de reflexión 2D y el control de los pozos nos permite caracterizar las fallas normales desacopladas en la sal que afectan a la configuración y evolución de las clinoformas.

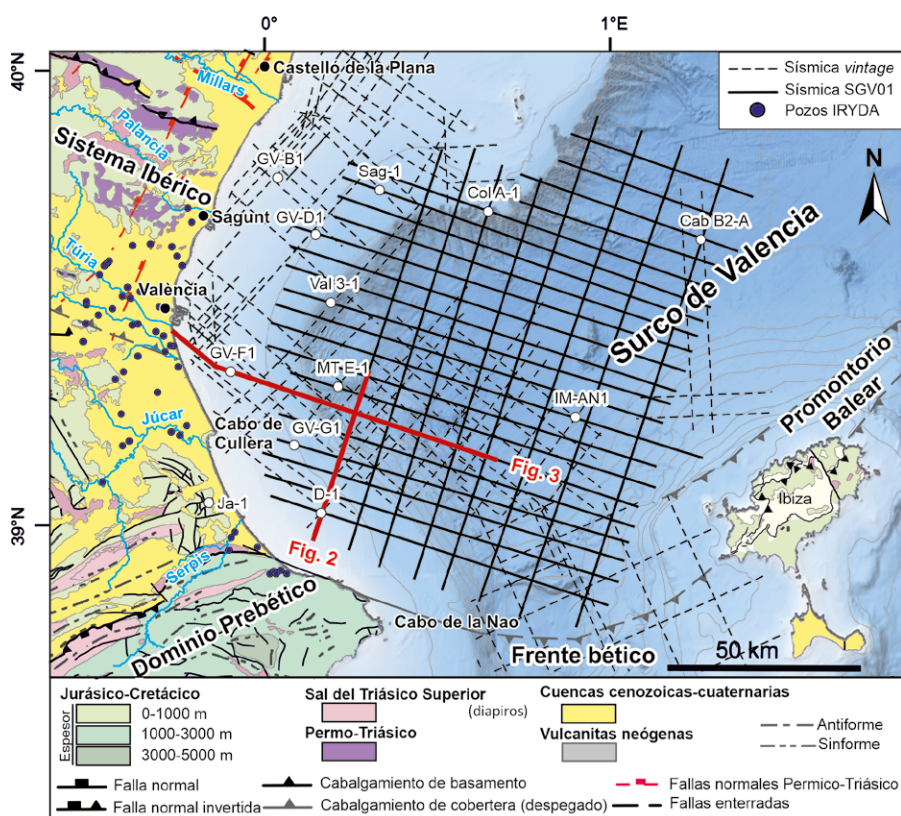


Fig. 1.- Mapa geológico de la parte SO del Surco de Valencia (modificado de Ramos et al. 2023). Se presentan también la localización de los perfiles sísmicos y sondeos utilizados en este trabajo. Cab B2-A: Cabriel B-2 A, Col A-1: Columbretes A-1, D-1: Denia-1, GV-B1: Golfo de Valencia B-1, GV-D1: Golfo de Valencia D-1, GV-F1: Golfo de Valencia F-1, GV-G1: Golfo de Valencia G-1, IM-AN1: Ibiza Marina, Ja-1: Jaraco-1, MT E-1: Marina del Turia E-1, Sag-1: Sagunto-1, V 3-1: Valencia 3-1. Se indica la localización de las secciones mostradas en las figuras 2 y 3.

Fig. 1.- Geological map of the SW Valencia Trough (modified from Ramos et al. 2023). The location of the seismic profiles and wells used in this work are also presented. The location of the sections shown in figures 2 and 3 is indicated.

Marco Geológico

El Surco de Valencia, originado en el Oligoceno, es una cuenca sedimentaria orientada NE-SO (Fig. 1) que coincide con un sector de corteza muy adelgazada (Banda y Santanach 1992; Ramos et al. 2023; Roca, 2001; Torné et al., 1992). Durante el Triásico Superior se depositaron evaporitas en facies Keuper y sobre ellas, una alternancia de carbonatos y sedimentos detríticos de hasta 15 km de espesor en las partes más profundas de la cuenca (Ramos et al. 2023). Esta cuenca mesozoica fue invertida y elevada entre el Eoceno superior y el Oligoceno y sujeta de nuevo a subsidencia durante el Oligoceno-Mioceno Medio (Roca, 2001). Tras la crisis de salinidad mesiniense y el desarrollo de una discordancia de carácter regional (Maillard et al. 2006), se depositó una megasecuencia siliciclástica progradante de plataforma durante el Plioceno y el Cuaternario. Esta unidad está afectada por un sistema de fallas normales de orientación aproximada N-S.

Datos y metodología

Para la interpretación de la zona de estudio se utilizaron principalmente los datos de sísmica de reflexión multicanal 2D SVG01 adquirida en 2001. Consiste en 30 perfiles orientados ONO-ESE y NNE-SSO, con una longitud aproximada de 90 km (Fig. 1). Más detalles de la adquisición y procesamiento del survey SVG01 pueden encontrarse en Cameselle y Urgeles (2017).

La interpretación, realizada en tiempo doble usando el programa Move (Petex), fue complementada con perfiles sísmicos antiguos adquiridos en las décadas de los 60 y 70, accesibles como datos públicos bajo petición en el Instituto Geológico y Minero de España (CN IGME-CSIC) (<http://info.igme.es/sigeof/>).

La calibración de los marcadores tuvo en cuenta la información de los pozos exploratorios (Lanaja 1987) y los pozos hidrogeológicos IRYDA (Fig. 1). La sísmica fue convertida a profundidad teniendo en cuenta las velocidades sísmicas extraídas de Torné et al. (1992).

La restitución secuencial de una sección interpretada perpendicular a las principales estructuras extensionales del margen, fue llevada a cabo utilizando nuevamente el programa Move. Se eliminó el desplazamiento de las fallas para cada intervalo estratigráfico, y se descompactaron los sedimentos a partir de los datos de litologías medias obtenidos de los pozos. En cada etapa de la restitución, la sección fue compensada mediante el algoritmo de isostasia de Airy.

Resultados y discusión

La sísmica muestra una secuencia progradante plio-cuaternaria (Fig. 2). En las clinoformas es posible identificar el topset en la plataforma, el foreset en la parte media-alta del talud y el bottomset en la parte baja del talud. La arquitectura de las clinoformas muestra una progradación de la secuencia hacia el noreste (Fig. 2). Se han identificado 6 secuencias deposicionales (P1, P2, P3, Q1, Q2, Q3), separadas por marcadores de 3.8 Ma, 3.3 Ma, 2.6 Ma y 2.0 Ma, datados con microfósiles (Lirer et al., 2019). En los casos donde no había información de pozo, se añadió un marcador asumiendo una sedimentación constante (marcador 1 Ma).

La megasecuencia se dispone discordante encima de un paquete de espesor variable de Mesozoico y Mioceno afectado por halocinesis. La primera unidad de la megasecuencia (P1) se dispone en onlap sobre la discordancia mesiniense (Fig. 2). Esta discontinuidad corresponde a la mayor etapa erosiva en el surco de Valencia, producida por una bajada súbita del nivel del mar. Los materiales miocenos infra-yacentes permanecen truncados por la discordancia. Las unidades P1 y P2 muestran patrones agradacionales en la parte profunda de la cuenca, pero presentan cambios de espesor, de tal modo que se adelgazan hacia el diapirismo encapsulado en los materiales Mesozoicos (Fig. 2). Esto parece indicar que dichos cambios de espesor están relacionados con el diapirismo (Fig. 2). Las geometrías sigmoidales se encuentran mejor desarrolladas en la unidad P3 (2.6-3.3 Ma), representadas por toplaps en el bottomset, seguido por un foreset con una inclinación de hasta 12° afectado por ondas sedimentarias, y downlaps en el bottomset agradacional (Fig. 2). Esta arquitectura sedimentaria también se puede observar en las sucesiones cuaternarias, que dibujan una progradación de las clinoformas.

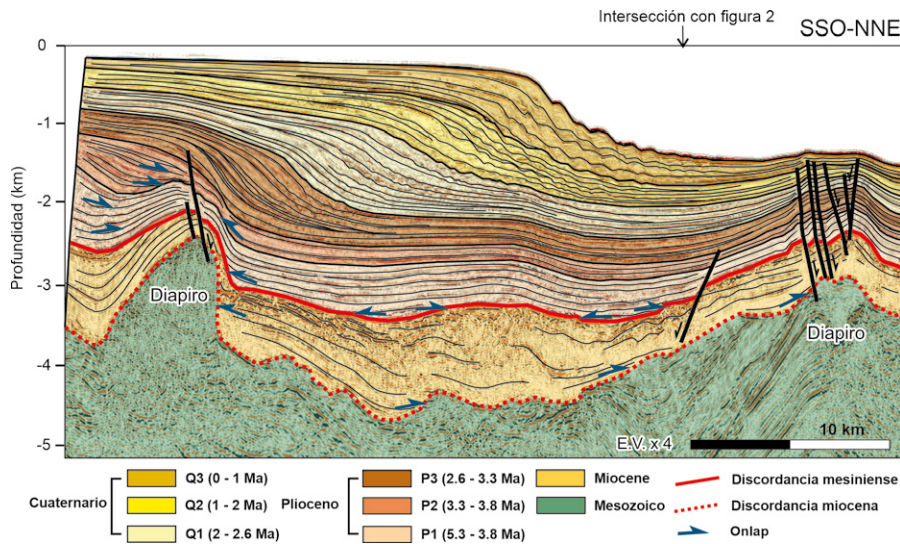


Fig. 2.- Clinoformas progradantes plio-cuaternarias del Surco de Valencia. Nótese la presencia de diapiros afectando diacrónicamente las secuencias progradantes, y como su colapso da lugar a fallas normales. Ver figura 1 para su localización.

Fig. 2.- Plio-Quaternary prograding clinoforms of the Valencia Trough. Notice the presence of diapirs diachronically affecting the prograding sequences, and how their collapse gives rise to normal faults. See figure 1 for its location.

formas hacia el NNE, con espesores de centenares de metros. Estas geometrías nos permiten clasificarlas como clinoformas deltaicas de borde de plataforma, según Patruno y Helland-Hansen (2018).

Los diapiros afectan diacrónicamente a los sedimentos de la megasecuencia progradacional plio-cuaternaria. Hacia el sur, las unidades P1 y P2 se adelgazan hacia los diapiros y se engruesan principalmente en el flanco sur de éstos. El diapiro situado al NNE deforma todas las unidades que se disponen en downlap. Dicha deformación es mayor en los reflectores de las unidades inferiores, aunque atraviesan la estructura, sin mostrar significativos cambios de espesor (Fig. 2). Esto sugiere una migración de la sal hacia el diapiro, es decir hacia el norte, en respuesta a la carga sedimentaria proveniente del continente en la parte interna de la plataforma. Las unidades suprayacentes no muestran geometrías sin-cinemáticas en relación con el movimiento de la sal, y puede ser debido a: a) la capa de sal Triásica autóctona ha sido agotada completamente para alimentar al diapiro, soldando el basamento con el Mesozoico en la parte profunda hacia el sur, o b) la tasa de entrada de sedimentos es superior a la tasa de flujo de la sal. Sin embargo, en la vertical del diapiro situado al norte, los espesores de las unidades cuaternarias varían, adelgazándose ligeramente hacia el diapiro (Fig. 2). Esto lo interpretamos como una señal de que este diapiro es activo durante el Cuaternario. De hecho, su actividad se prolonga hasta la actualidad, como demuestra

el abombamiento del fondo marino y la presencia de fallas normales, posiblemente como respuesta a la intrusión del diapiro (Fig. 2).

La interpretación de la sísmica disponible en el margen nos permite identificar otras estructuras relacionadas con el movimiento de la sal que afectan a las clinoformas. La sección de la figura 3 muestra el estilo tectónico dominante en el SO del surco de Valencia, donde las unidades Mesozoicas, Cenozoicas, Pliocenas y Cuaternarias están afectadas por fallas normales listricas en la plataforma continental. Estas fallas, que buzcan hacia el este, están despegadas en la sal triásica y tienen una actividad sin-sedimentaria. La falla más cercana a la costa es la responsable del engrosamiento de las unidades plio-cuaternarias, pasando de escasos 100 metros en una zona cercana a la costa, a aproximadamente 1500 metros en el bloque superior, mostrando geome-

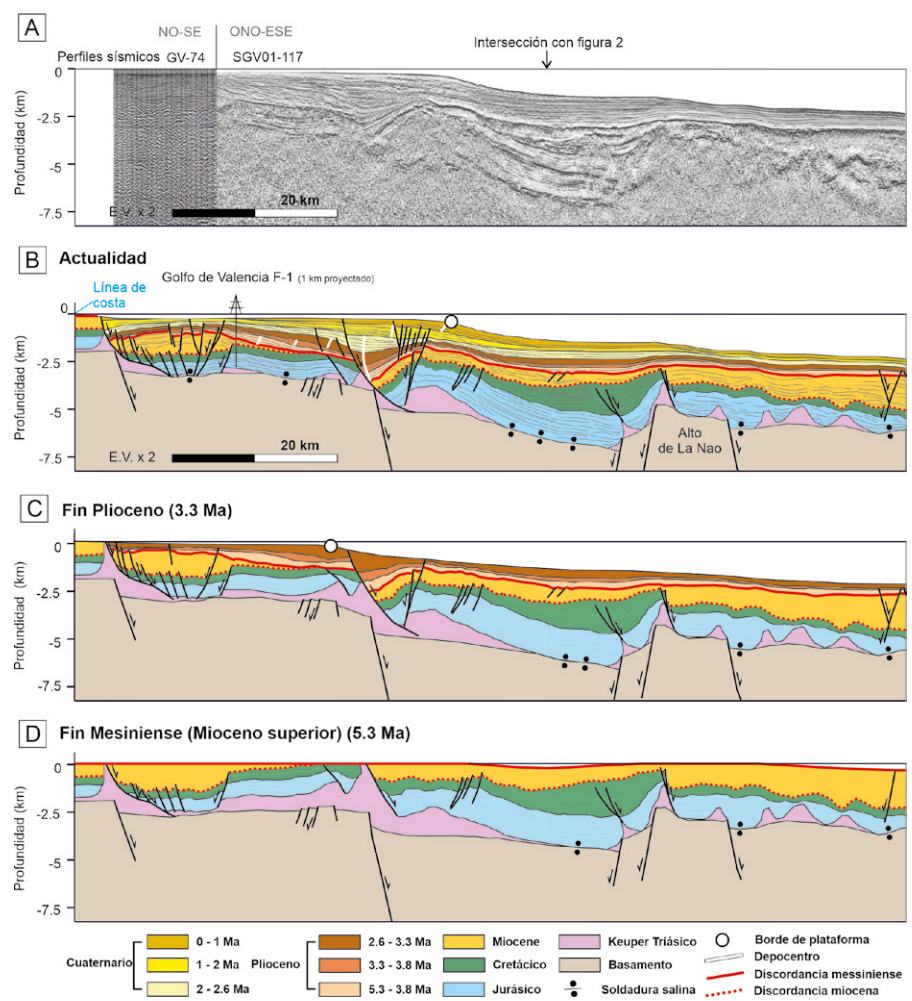


Fig. 3.- Interpretación (b) de una sección sísmica compuesta (a) localizada en el margen continental del SO del surco de Valencia y su restitución (c y d). Se puede observar como el Plio-Cuaternario es afectado por estructuras asociadas con la tectónica salina. Ver figura 1 para su localización. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Interpretation (b) of a composite seismic section (a) on the continental margin of the SW Valencia Trough and its restoration (c and d). Notice how the Plio-Quaternary is affected by structures associated with salt tectonics. See figure 1 for its location. See color figure in the web.

trías de abanico que se abren hacia la falla. Estas sucesiones se adelgazan justo encima de un depocentro mioceno. La restitución secuencial (Fig. 3B, C, D) sugiere que el espacio de acomodación generado durante el Plio-Cuaternario es compatible con la expulsión de un diapiro pasivo nucleado sobre una falla de basamento que se desarrolló en el flanco oeste de la minicuenca miocena. La paleobatimetría ha tenido en cuenta reconstrucciones paleogeográficas de Pellen et al. (2019).

Los depocentros del Plioceno migran hacia el este con geometrías sigmoidales compatibles con cliniformas, adelgazándose de nuevo en el bloque inferior de una falla lítrica desacoplada en la sal que se encuentra cercana al borde de la plataforma. En el bloque superior se pueden observar estratos de crecimiento hasta la unidad Q1 (marcador 2 Ma), junto con la presencia de fallas normales antitéticas acomodando parte de la deformación (Fig. 3B). Sin embargo, las unidades Q2 y Q3 (marcador 2 Ma hasta el fondo marino) no muestra estratos en geometría de abanico contra falla relacionados con la actividad de la falla lítrica, aunque sí se pueden observar cliniformas progradantes (Fig. 3). En este caso, el eje de los depocentros migra hacia el este. Esto podría sugerir un aumento de la tasa de sedimentación respecto a la tasa del flujo de la sal subyacente, influyendo en el apilamiento ascendente de las cliniformas y, por lo tanto, la migración del borde de plataforma hacia el este (Fig. 3B, C).

La restitución secuencial muestra como la falla lítrica anteriormente descrita se desarrolla en buena medida durante el Plio-Cuaternario debido a la expulsión de sal de un diapiro pasivo (Fig. 3B,C). Esta expulsión es coetánea con la progresiva soldadura primaria del Mesozoico hacia el oeste que ocurre principalmente durante el Plioceno. Esta sal alimenta el domo salino inmediatamente al este de la falla lítrica cercana al borde de la plataforma, produciendo su levantamiento, como se puede observar por la geometría anticlinal y el adelgazamiento súbito de las secuencias sin-cinemáticas (Fig. 3C).

Las secuencias pliocenas y la más baja del Cuaternario muestran un ligero engrosamiento hacia el este a partir del domo salino hasta llegar al Alto de la Nao, mientras las unidades Q2 y Q3 se adelgazan. De nuevo interpretamos esta geometría como una respuesta a la expulsión de sal. Desde este alto estructural, el Plio-Cuaternario en su conjunto se muestra isópaco sobre la discordancia mesiniense. Esto puede ser

debido a que la cuenca ya se soldó durante el Mioceno, como así lo demuestra el aumento repentino de espesor al este del Alto de la Nao. Así pues, la previa soldadura de la cuenca condicionó la sedimentación con geometrías agradacionales, sin la generación de espacio de acomodación asociado al flujo de sal que pudieran ocasionar cambios de espesor en la parte distal y profunda de la cuenca.

Conclusiones

La interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión y los pozos disponibles en la parte SO del surco de Valencia nos ha permitido discutir los principales mecanismos tectónicos que afectan y controlan la arquitectura de las megasecuencias progradantes desarrolladas durante el Plioceno y el Cuaternario en el margen continental.

La carga asociada al depósito de estos sedimentos ha propiciado el rejuvenecimiento de estructuras diapíricas previas y el desarrollo de fallas normales que despegan en la unidad de sal triásica. Esto ocasiona que los máximos depocentros del Plioceno se concentren en forma de estratos de crecimiento en el bloque superior de la falla lítrica principal localizada en la parte externa de la plataforma, interrumpiendo así la migración del apilamiento ascendente de las cliniformas progradantes hacia la parte externa de la plataforma.

Contribución de los autores

A. Ramos, A. Pedrera y M. de Ruig interpretaron los datos. A. Ramos elaboró las figuras y redactó el manuscrito. Todos los autores colaboraron en la discusión de los resultados y en la revisión del trabajo.

Agradecimientos

Agradecemos los comentarios de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito original.

Este trabajo es parte de los proyectos CIAPOS/2022/082 y AICO/2021/196, financiados por la Generalitat Valenciana, de los proyectos PID2020-119651RB-I00 y PID2021-127967NB-I00 financiados por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades del Gobierno de España, así como el proyecto VIGROB053 financiado por la Universidad de Alicante. El Institut Cartogràfic Valencià, la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a

las Emergencias (Generalitat Valenciana), y el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante también han aportado financiación parcial.

Referencias

- Banda, E., Santanach, P., (1992). *Tectonophysics* 208, 183–202. <https://doi.org/bqnddb>
- Cameselle, A.L., Urgeles, R. (2017). *Basin Research* 29:576–595. <https://doi.org/f9rzgf>
- Ge. H., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. (1997). *AAPG Bulletin* 81:398–423. <https://doi.org/cjzxqd>
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., et al. (2003). *Continental Shelf Research* 23, 1037–1054. <https://doi.org/b8nws>
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vazquez, J.T., et al. (2002). *Quaternary International* 92, 5–23. <https://doi.org/b5s36z>
- Lanaja, J.M. (1987). *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*, Madrid
- Lirer, F., Foresi, L.M., Iaccarino SM, et al. (2019). *Earth-Science Reviews* 196:102869. <https://doi.org/mdmn>
- Lobo, F.J., Durán, R., Roque, C., et al. (2015). *Boletín Geológico y Minero* 126, 377–408.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., et al. (2006). *Sedimentary Geology* 188–189, 69–91. <https://doi.org/cnzt74>
- Maillard, A., Mauffret, A. (2013) *Tectonophysics* 591:116–130. <https://doi.org/cv3wrr>
- Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., et al., 1985. *Marine Geology* 62, 295–319. <https://doi.org/bb25bz>
- Patruno, S., Helland-Hansen, W. (2018). *Earth-Science Reviews* 185:202–233. <https://doi.org/gfng6q>
- Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., et al. (2019). *Global and Planetary Change* 181, 102988. <https://doi.org/mqtz>
- Ramos, A., García-Senz, J., Pedrera, A., et al. (2022). *Tectonophysics* 822:229178. <https://doi.org/mdmq>
- Ramos A, Pedrera A, García-Senz J, et al. (2023). *Terra Nova* 35:404–412. <https://doi.org/mdmr>
- Roca, E., 2001. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* 186, 671–706.
- Rojo, L.A., Marín, D., Cardozo, N., et al. (2019). *Basin Research* 32:979–1004. <https://doi.org/gjjb2n>
- Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., et al. (1992). *Tectonophysics* 203:1–20. <https://doi.org/d3fj4n>

Origen y distribución de la salinidad en el acuífero costero de Chipiona (Cádiz)

Origin and distribution of salinity in the coastal aquifer of Chipiona (Cádiz)

Mercedes Vélez-Nicolás¹, Verónica Ruiz-Ortiz¹, Santiago García-López^{1*}, Juan Francisco Muñoz Muñoz², Rocío Villegas Santos² y Francisco Javier Pérez Gamarra²

¹ Grupo de Investigación Geociencias-UCA. Facultad de CC. del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Campus Río San Pedro, s/n 11510 Puerto Real (Cádiz).

mercedes.velez@uca.es, veronica.ruiz@uca.es, santiago.garcia@uca.es

² Dirección General de Recursos Hídricos. Secretaría General del Agua. Consejería de Agricultura, Pesca, Agua y Desarrollo Rural. Junta de Andalucía. Avd. Grecia, s/n 41020 Sevilla.

juanf.munoz@juntadeandalucia.es, roci.villegas@juntadeandalucia.es, franciscoj.perez.gamarra@juntadeandalucia.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work analyzes the changes undergone by the coastal aquifer of Chipiona during the last half century, as a consequence of agricultural transformations and water management in the region. Initially, the aquifer suffered overexploitation and salinization due to marine intrusion in the 1990s and subsequently, an increase in storage as result of reduced pumping and increased recharge caused by the use of allochthonous surface water for irrigation. These modifications led to significant changes in groundwater hydrochemistry: (i) the salt wedge retreated notably and (ii) salinity increased owing to the agricultural soil washing and the application of irrigation water of poor quality from the lower basin of the Guadalete River. Finally, some management guidelines aimed at improving and protecting groundwater quality are proposed.

Key-words: groundwater, Chipiona aquifer, salinization, marine intrusion, hydrochemistry.

RESUMEN

Se analizan los cambios en el acuífero costero de Chipiona durante el último medio siglo, motivados por las transformaciones agrarias y la gestión de los recursos hídricos en la comarca. El acuífero pasó de sufrir procesos de sobreexplotación e intrusión marina en los años 90, a un incremento en el almacenamiento por la reducción de bombeos y la mayor recarga asociada al uso de agua superficial alóctona para el riego de cultivos. Estas modificaciones conllevaron cambios significativos en la hidroquímica de las aguas subterráneas: (i) se detecta retroceso de la cuña salina y (ii) se ha incrementado la salinidad por el lavado de suelos agrícolas y la aplicación de agua de riego de calidad mediocre procedente de la cuenca baja del río Guadalete. Finalmente, se plantean algunas pautas de gestión dirigidas a la mejora y protección de la calidad.

Palabras clave: aguas subterráneas, acuífero de Chipiona, salinización, intrusión marina, hidroquímica.

Geogaceta, 76 (2024), 47-50

<https://doi.org/10.55407/geogaceta105013>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 29/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción y antecedentes

El acuífero de Chipiona ha experimentado cambios hidrodinámicos e hidroquímicos en el último medio siglo derivados de la gestión del agua y del territorio. Desde el primer estudio promovido por FAO en 1966 hasta hoy, se han detectado en el acuífero episodios de intrusión marina consecuencia de la sobreexplotación, seguidos de la recuperación de niveles producida por la sustitución en los regadíos del agua subterránea por agua captada del río Guadalete (IGME, 2010). El incremento de la recarga por excedentes de riego, junto con la reducción de los bombeos, ha favorecido el encharcamiento temporal de tierras agrícolas (unas 350 ha) durante algunos episodios de abundantes lluvias. Adicionalmente, se ha detectado también un paulatino incremento general de la salinidad de las aguas del acuífero.

Esta investigación pretende aportar una visión de conjunto del estado hidroquímico actual del acuífero e interpretar los factores que condicionan su evolución a la luz de los cambios hidrodinámicos experimentados. Ello puede resultar de utilidad para la gestión de este acuífero y de otros sistemas hidrogeológicos con características similares.

Este trabajo se basa en los resultados obtenidos en un estudio realizado por la Universidad de Cádiz (UCA), promovido por la Consejería de Agricultura, Pesca, Agua y Desarrollo Rural de la Junta de Andalucía (JA). En el marco de éste, se realizó una síntesis de la información histórica disponible, además de realizar labores de monitorización y modelización del sistema.

Los principales hitos en el conocimiento/gestión del sistema son:

- 1966: Inicio de la investigación del acuífero a cargo del IGME-FAO.
- 1975: Inicio de monitorización pie-

zométrica del sistema (IGME).

- 1980-1986: Realización de estudios sobre modelización matemática (IGME, 1983) y prospección geofísica del acuífero (IGME, 1986).
- 1992: Declaración provisional de sobreexplotación del acuífero.
- 1995-2000: Puesta en servicio del Sector V de la Zona Regable Costa Noroeste.
- 2007: Construcción de red de piezómetros por parte de la JA.
- 2010: Propuesta por parte del IGME de un plan de gestión de uso integrado de aguas en el Sector V.
- 2021: Proyecto UCA-JA.
- 2022: Muestreo hidroquímico UCA.

Zona de estudio

El presente estudio se centra en un sector de unos 55 km² ubicado en el extremo occidental de la masa de agua

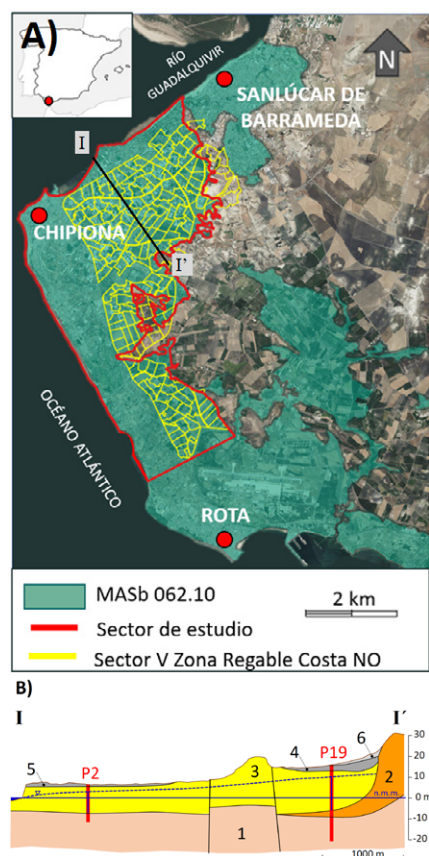


Fig. 1.- A) Zona de estudio. B) Corte geológico esquemático (situación en A). 1: Margas grises (Paleoceno-Mioceno inf.); 2: Margas blancas (Mioceno); 3: Arenas, conglomerados y limos (Plioceno); 4: Aluvial: (Pleistoceno sup.); 5: Glacis (Pleistoceno sup.); 6: Manto eólico (Holoceno).

Fig. 1.- A) Study area. B) Geological section (location in A). 1: Gray marls (Paleocene-lower Miocene); 2: White marls (Miocene); 3: Sands, conglomerates and silts (Pliocene); 4: Alluvial: (upper Pleistocene); 5: Glacis (upper Pleistocene); 6: Aeolian mantle (Holocene).

subterránea (MASb) 062.10 «Sanlúcar-Rota-Chipiona-Puerto Santa María» que cuenta con una superficie total de 152 km² y que pertenece a la Demarcación Hidrográfica Guadalete-Barbate. En adelante, dicho sector acuífero será referido como «acuífero de Chipiona» (Fig. 1).

Se trata de un acuífero costero, de naturaleza detrítica y régimen libre que se localiza en el sector NO de la provincia de Cádiz, y abarca la totalidad del término municipal de Chipiona y parcialmente los de Rota y Sanlúcar de Barrameda.

El acuífero está constituido por arenas, calcarenitas y conglomerados de edad Pliocena, Pliocuaternaria y Cuaternaria con disposición tabular y una porosidad eficaz estimada entre el 2 y 5% (IGME, 2010). La potencia de los materiales acuíferos, determinada a partir de sondeos mecánicos y campañas de geofísica (IGME, 1986), varía normalmente entre 5

y 27 m, aunque puede superar los 35 m en la parte nororiental del área de estudio.

El borde oriental del acuífero está definido por arcillas y margas con escasos niveles de areniscas calcáreas de origen turbidítico (Paleoceno-Mioceno inferior) y margas blancas silíceas conocidas como albarizas (Mioceno), ambas de carácter alóctono o para-autóctono, que constituyen también la base impermeable del acuífero (Díaz-Pérez, 2003; IGME, 2010). El borde septentrional es el estuario del río Guadalquivir, mientras que los bordes occidental y meridional están constituidos por el Océano Atlántico.

El territorio se caracteriza por relieves muy suaves y un clima mediterráneo subtropical con régimen térmico semicálido, de acuerdo con la clasificación de Köppen. La precipitación y temperatura media anual están en torno a 550 mm y 17°C, respectivamente, con fuertes estiajes. La recarga del acuífero se produce mayoritariamente por infiltración por lluvia (20%) y, en menor medida, por los retornos de regadío. La agricultura es la actividad económica principal, aunque la actividad turística y el desarrollo urbano en la franja litoral también son importantes. El territorio está ocupado por unas 4500 ha de cultivos de regadío, de las cuales unas 3200 ha pertenecen al Sector V de la Zona Regable Costa Noroeste y se abastecen actualmente con agua superficial.

Materiales y métodos

Se han recopilado datos históricos de piezometría e hidroquímica procedentes del IGME (1966-2009) y de la JA (2017-ac-

tualidad). Se contó también con datos mensuales de la Comunidad de Regantes de conductividad eléctrica del agua de riego (entre 2003 y 2021). Entre 2021 y 2022, los autores llevaron a cabo dos campañas piezométricas, de medida de parámetros *in situ* y toma de muestras.

Las medidas de nivel piezométrico se realizaron con un hidronivel modelo Nordmeyer de 50 m, mientras que la temperatura, conductividad eléctrica, pH y potencial de oxidación-reducción (ORP) con una sonda Hanna HI 98194 *in situ*. Adicionalmente, se realizaron 10 perfiles verticales de conductividad eléctrica y temperatura en sondeos con una sonda Heron de 100 m.

Se realizaron muestreos hidroquímicos en los que se tomaron un total de 27 muestras: 19 en pozos abiertos de gran diámetro, 4 en sondeos y 4 en aguas superficiales (mar, conducciones de riego y cauces). Los iones mayoritarios (Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, Na⁺, Mg²⁺, K⁺ y Ca²⁺) fueron analizados en los laboratorios de la UCA mediante cromatografía iónica, excepto la alcalinidad, que se determinó mediante titulación con HCl. La red de control se muestra en la figura 2.A.

Resultados y discusión

Evolución piezométrica

En la figura 2.B se muestra la evolución piezométrica en tres puntos representativos de la red de control. El punto 3 (código JA 05.57.012), que es el que tiene registro más largo, presenta una clara tendencia descendente entre 1975

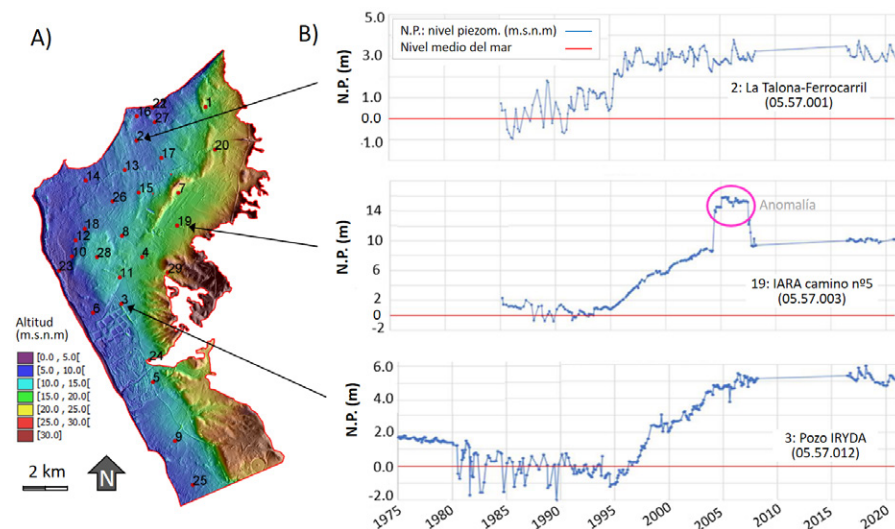


Fig. 2.- A) Red de control considerada en este estudio, representada sobre el MDT. B) Registro histórico del nivel piezométrico en 3 puntos de control de la red.

Fig. 2.- A) Control network considered in this study, represented on the MDT. B) Historical record of the piezometric level at 3 control points of the network.

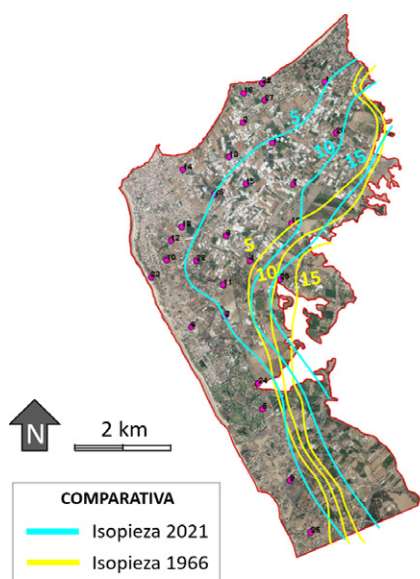


Fig. 3.- Mapa de isopiezas de la zona de estudio para los años 1966 y 2021.

Fig. 3.- Map of isopiezes of the study area for the years 1966 and 2021

y 1980. En la siguiente década se suceden descensos bruscos que alcanzan cotas negativas atribuibles a bombeos.

Entre 1992 y 1996 se registran, casi de manera continua, niveles piezométricos bajo el nivel del mar, lo que pone de manifiesto una situación crítica. Una evolución parecida, aunque menos acusada, con valores negativos que no llegan a superar los -1 m.s.n.m. se observa en los demás puntos; con un posterior ascenso sostenido a partir de 1996. El periodo previo a 1996 evidencia la etapa de sobreexplotación por bombeos que favoreció la salinización por intrusión marina (Díaz-Pérez, 2003).

A partir de 1995, cuando se inicia la transformación agraria de los terrenos de la Sector V de la Zona Regable Costa Noroeste, el suministro basado en recursos subterráneos comienza a ser reemplazado por aguas superficiales del río Guadalete. La tendencia al descenso generalizado se invierte, lo que da lugar a un progresivo ascenso en los niveles piezométricos, (incremento entre 3 y 9 m, según el punto) hasta el año 2006-07, momento en el que el ascenso se ralentiza o incluso se estabiliza.

Cabe destacar el ascenso de casi 7 m entre 2005 y 2008 en el punto 19 (código JA 05.57.003, Fig. 2B), que puede ser interpretado como resultado de algún proceso de recarga artificial del que no hay constancia documental. En este sentido, es ilustrativo que la salinidad actual en ese punto es inferior a la de su entorno.

A modo de síntesis, la figura 3 muestra la variación en el almacenamiento

del acuífero entre 1966 y 2021, que implica que en la actualidad el volumen de material saturado se haya incrementado notablemente especialmente en el sector meridional del acuífero, lo que se atribuye al incremento de la recarga asociada al retorno de regadíos y la reducción de bombeos. En el sector sur, sin embargo, en el que se cuenta con escasos puntos de observación, no se identifica ese efecto.

Registros verticales de conductividad eléctrica en sondeos

En los sondeos más profundos, ubicados en el sector nororiental del acuífero (puntos 20, 19 y 4, Fig. 2A), se detecta un incremento notable de la conductividad eléctrica hasta superar 10000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a profundidades entre 15 y 21 m. Por otra parte, un resultado particularmente interesante se obtiene en el sondeo 2 (código JA 05.57.001), situado en un sector que fue afectado por intrusión marina en los 90 (Fig. 4). Al comparar los registros de conductividad eléctrica de 2021 y 2022 con los obtenidos por el IGME en 2009 se observa una notable dilución que afecta a los 2 m superiores de la rejilla (entre 9 y 11 m de profundidad) de forma que la conductividad eléctrica pasa de 3400 a 1770 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Igualmente, se observa una dilución significativa en el extremo inferior de la rejilla, a 14 m de profundidad, en donde cambia de 9400 a 3160 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este hecho evidencia que el incremento de la recarga y del almacenamiento está contribuyendo a la reducción de la concentración de sales ligadas a la intrusión marina.

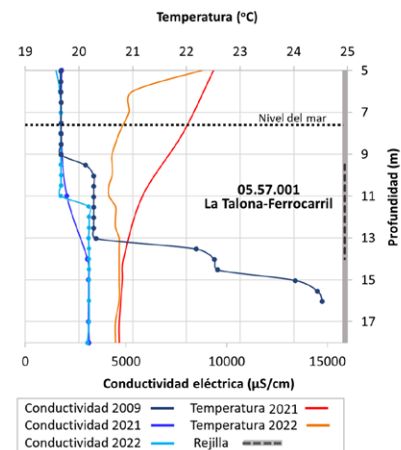


Fig. 4.- Registros verticales (conductividad eléctrica y temperatura) llevados a cabo en el punto 05.57.001 en 2009 (IGME) y 2021 y 2022 (UCA). Localización en figura 2.

Fig. 4.- Vertical records (electric conductivity and temperature) at point 05.57.001 in 2009 (IGME) and 2021 and 2022 (UCA). Location in Figure 2.

Distribución espacial de la conductividad eléctrica

La figura 5.A muestra la distribución espacial de la conductividad eléctrica de las aguas del acuífero en 1966 a partir de datos de residuo seco obtenidos en el estudio IGME-FAO (IGME, 2010), para lo cual se consideró un factor de conversión de 0.7 (Walton, 1989). Más del 50% de la superficie del acuífero estaba ocupada entonces por aguas con valores de conductividad eléctrica inferiores a 1400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y sólo en algunos sectores de pequeña extensión, muy localizados, había aguas muy mineralizadas, con más de 4300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Aunque se desconoce la

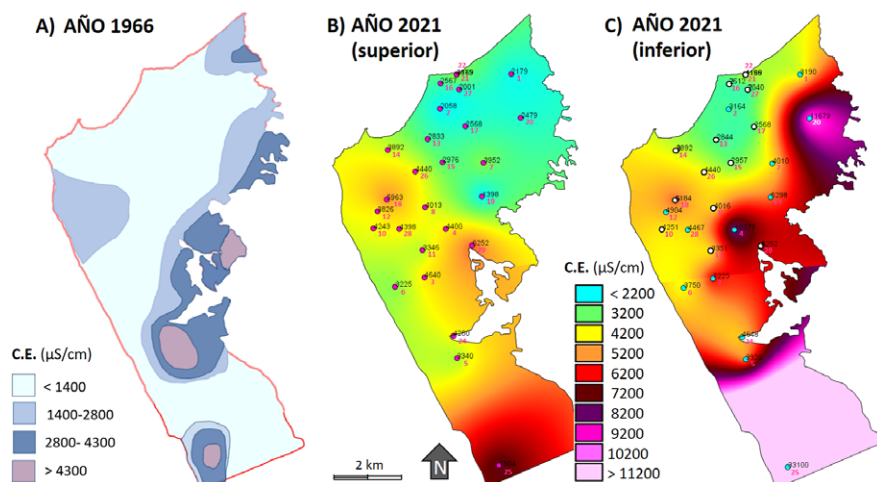


Fig. 5.- Mapa de distribución de la conductividad eléctrica de las aguas del acuífero. A) Año 1966 (modificado de FAO, 1970). B) Año 2021 (parte superior de la columna). C) año 2021 (parte inferior de la columna).

Fig. 5.- Distribution map of the electrical conductivity in the aquifer A) Year 1966 (modified from FAO, 1970). B) Year 2021 (top of the column). C) year 2021 (bottom of column).

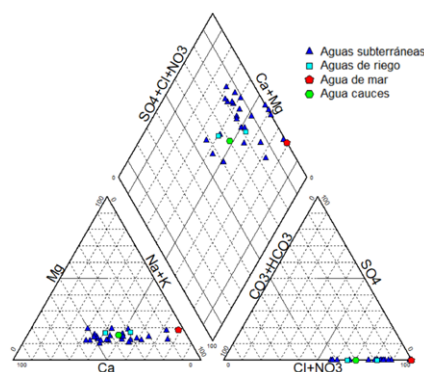


Fig. 6.- Diagrama de Piper

Fig. 6.- Piper diagram.

profundidad de las medidas, estos datos sirven para caracterizar la situación previa a la explotación intensiva del acuífero.

Las figuras 5.B y 5.C representan la distribución de la conductividad eléctrica en la campaña de 2021. Se dispone en cada punto de observación de dos medidas: (i) en la parte superior de la columna de agua del pozo o sondeo y (ii) en la parte inferior. En los pozos someros apenas hay diferencias, no así en los sondeos más profundos en donde se detecta una conductividad eléctrica más elevada en profundidad, como se ha indicado en el apartado anterior. Este aspecto, puesto ya de manifiesto por IGME, (1980; 2010), se atribuye a la presencia de aguas connatas, la existencia de minerales solubles en la base del acuífero o a la persistencia de los efectos de la intrusión salina del pasado. Al considerar la parte superior de la columna (Fig. 5.B), la conductividad eléctrica promedio en 2021 fue de 3750 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un rango entre 1398 y 7854 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este último valor se obtuvo en el sector meridional del acuífero con escasos puntos de observación. Si se consideran las medidas más profundas la mineralización es mayor, con un valor medio de conductividad eléctrica de 5680 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

De la comparación de la situación en 2021 con la de 1966, se concluye que se ha producido un notable empeoramiento de la calidad atendiendo a los valores de conductividad eléctrica, lo que se interpreta por el importante aporte externo de sales del agua de riego.

Características hidroquímicas

Las aguas de riego, de procedencia superficial, presentan facies clorurada-sulfatada cálcico-sódica consecuencia de la disolución de materiales evaporíticos triásicos (yeso y halita) que forman parte del Complejo Caótico Subbético, que aflora extensamente en la cuenca baja del río

Guadalete. La conductividad eléctrica media de este tipo de agua, calculada partir de datos mensuales en el periodo 2003-2021, es de 1840 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lo que equivale a una salinidad de 1.3 g/l, considerando el factor de conversión anteriormente indicado (0.7). A partir de los volúmenes de riego, se ha podido calcular el aporte anual de sales asociado a esta actividad, que estaría comprendido entre 7400 y 11500 t/año, con un valor medio de 9400 t/año.

Las aguas subterráneas presentan facies predominantemente cloruradas sódicas o sódico-cálcicas altamente mineralizadas, de tipo duras a muy duras.

En un diagrama triangular aniónico, las muestras de agua subterránea se disponen alineadas y en un extremo se encuentra el agua de mar, lo que denota la influencia marina en su composición, ya sea por mezcla con aguas connatas o por influencia de aerosoles e intrusión.

En el diagrama triangular catiónico, las muestras de agua subterránea presentan una mayor dispersión respecto de la línea orientada al mar, como consecuencia de concentraciones variables de calcio y sodio, aunque se disponen alrededor de las muestras de agua superficial. Todo ello estaría en concordancia con la importancia de la aportación de agua superficial en el quimismo del agua subterránea.

Adicionalmente, la concentración de nitratos ha resultado muy elevada, con un valor medio de 165 mg/l y un máximo de 646 mg/l.

Conclusiones

La problemática principal del acuífero de Chipiona, tras superar la etapa de sobreexplotación e intrusión marina en los años 90, básicamente responde a dos cuestiones: (i) el deterioro de la calidad química del recurso subterráneo, agravado por las aportaciones superficiales procedentes del Guadalete utilizadas para riego y (ii) como efecto secundario, el anegamiento de terrenos agrícolas tras episodios de fuertes lluvias, consecuencia de la escasa explotación del sistema hidrogeológico, lo que se justifica, al menos en parte, por la mala calidad química del recurso. Las transformaciones agrarias han conducido a procesos de salinización no previstos, cuya mitigación debe de priorizarse para alcanzar los objetivos de calidad ambiental y de desarrollo sostenible.

Para mitigar a medio-largo plazo el problema de salinidad que afecta a la

globalidad del acuífero, se plantean algunas medidas:

- Fomentar la recarga del acuífero con aguas poco mineralizadas (de lluvia o regeneradas) y al mismo tiempo, favorecer el drenaje al mar de las aguas de mala calidad.
- Reducir la salinidad del agua superficial empleada para el riego en el Sector V, eligiendo periodos en los que las aportaciones al Guadalete procedan directamente de los embalses de regulación y no de las escorrentías sobre los materiales triásicos.
- Reducir los riegos con agua subterránea, por cuanto implican la recirculación de sales, la salida de agua del sistema y la minoración de la descarga natural que es la principal salida de sales.
- Mantener y mejorar la red de control, ampliándola a aquellos sectores con poca densidad de puntos, especialmente en la zona meridional.

Contribución de los autores

Estructura del trabajo: SGL; metodología: MVN, VRO, SGL; adquisición de datos: SGL, FJPG, edición y figuras: VRO, MVN; investigación/análisis: MVN, VRO, SGL; coordinación y supervisión: JFMM, RVS y FJPG.

Agradecimientos

El presente trabajo deriva de un proyecto financiado por la Secretaría General del Agua-Dirección General de Recursos Hídricos de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Díaz-Pérez, A. (2003). En TIAC-2003. IGME, Madrid.
- IGME (2010). Asistencia técnica a materia de aguas subterráneas en Andalucía, expte. 1922/2007/01/00. 39 pp.
- IGME (1980). El manto acuífero de Chipiona. Recursos explotables. Evolución futura. 19 pp.
- IGME (1983). Modelo matemático del manto acuífero de Sanlúcar-Chipiona-Rota. 85 pp.
- IGME (1986). Investigación geoelectrica en la zona de Rota-Chipiona-Sanlúcar. 63 pp.
- UCA-JA (2021). Estudio para la mejora de la gestión de los RRHH en el sector V Zona Regable Costa NO. 146 pp.
- Walton, N.R.G (1989). Electrical Conductivity and Total Dissolved Solids-What is Their Precise Relationship? Desalination, 72. 275-292. 0011-9164/89/\$0350

Comparación entre 3 metodologías para la determinación de la altitud del área de recarga de manantiales de la Sierra de Segura (Jaén) basadas en isótopos ambientales

Comparison between 3 methodologies for the determination of the recharge heights in springs of the Sierra de Segura (Jaén) based on environmental isotopes.

Antonio Lope Morales-González¹, Jorge Jódar-Bermúdez², Rosario Jiménez-Espinosa¹; y Antonio González-Ramón²

¹ Departamento de Geología de la Universidad de Jaén; lmorales@ujaen.es, respino@ujaen.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC); j.jodar@igme.es, antonio.gonzalez@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The study area is located in the Sierra de Segura, in the NE of the province of Jaén, in the Prebetic area, where outcrops of carbonate rocks predominate. The recharge heights of two aquifer systems of great social and environmental relevance have been determined. For this purpose, the stable $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopes of water from 360 samples from 20 springs, collected between October 2020 and February 2023, were analysed. In addition, 430 precipitation samples were taken from 8 pluviocaptors located between 550 and 1809 m a.s.l. Three isotopic methodologies were applied. The first two, through rainfall analysis, and the third through very low flow springs in which the recharge area is located at a similar discharge elevation. The results show higher average recharge height values with the first and second method (1356 and 1163 m for the Cretaceous and Jurassic aquifers), while the third method presents values of 1203 and 999.5 m, respectively. Methods 2 and 3 are the ones that best fit taking into account the average heights of the Jurassic and Cretaceous outcrops (950 and 1250 m a.s.l.). In addition, it is more efficient for sampling.

Keywords: Prebetic, Stable Isotopes, Recharge height, Sierra de Segura.

RESUMEN

La zona de estudio se localiza en la Sierra de Segura, al NE de la provincia de Jaén, en la zona Prebética, donde predominan afloramientos de rocas carbonáticas. Se han determinado las alturas de recarga de dos sistemas acuíferos de gran relevancia social y ambiental. Para ello, se han analizado los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua de 360 muestras de 20 manantiales, recogidas entre octubre de 2020 y febrero de 2023. Adicionalmente, se tomaron 430 muestras de precipitación obtenidas de 8 pluviocaptadores situados entre las cotas 550 y 1809 m s.n.m. Se han aplicado 3 metodologías isotópicas. Las dos primeras, mediante análisis de lluvia, y la tercera a través de manantiales de muy bajo caudal en los cuales su área de recarga se sitúa a similar cota de descarga. Los resultados muestran unos valores promedio de altura de recarga mayores con el primer y segundo método (1356 y 1163 m para los acuíferos cretácicos y jurásicos), mientras que el tercero presenta unos valores de 1203 y 999,5 m, respectivamente. Los métodos 2 y 3 son los que mejor se ajustan teniendo en cuenta las cotas medias de los afloramientos jurásicos y cretácicos (950 y 1.250 m s.n.m.). Además, presenta mayor eficiencia a la hora de la toma de muestras.

Palabras clave: Prebético, isótopos estables, Altura de recarga, Sierra de Segura.

Geogaceta, 76 (2024), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104567>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 12/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

La Sierra de Segura, con cerca 2.000 km² se encuentra dentro del mayor espacio protegido de España. Está constituida en su mayor parte por dolomías y calizas del Mesozoico, permeables por fracturación y/o karstificación, constituyendo varios acuíferos (Fig. 1). El acuífero inferior se encuentra asociado a dolomías del Jurásico. Aflora en una banda dirección SO-NE a ambos lados de una depresión intramontañosa principal por la que discurren los ríos Guadalquivir, Hornos, Orcera y Guadalimar (García-Hernández, 1979). De este reservorio se abastecen todos los municipios del lugar a través de

captaciones de agua superficial y de sondeos. Existe un gran número de manantiales de pequeño y mediano caudal asociados al mismo, entre los que destacan las Fuentes del Ojuelo, del Convento de Orcera, de los Cinco Caños de Benatae y la de Trujala.

Sobre el Jurásico se asientan los materiales del Cretácico inferior, formados por niveles de margas, margocalizas y arenas, y que constituye un nivel de baja permeabilidad que individualiza los dos sistemas acuíferos principales (Moral, 2005). A techo, las calizas y dolomías del Cretácico superior, constituyen el acuífero superior (Moral, 2005; Morales González *et al.*, 2018), donde

existe un gran número de sub-acuíferos formados por pliegues sinclinales que han dado lugar a diferentes estructuras y sistemas colgados (Jiménez Espinosa *et al.*, 2017). Se han analizado las descargas de los sub-acuíferos cretácicos de Navalperal, Calar del Espino, Yelmo, Segura y Peñalta.

Las dos formaciones acuíferas principales estudiadas (Jurásico y Cretácico) presentan un funcionamiento complejo.

Por una parte, existe una componente de flujo rápido que circula a través de la red de conductos y otra de flujo lento que lo hace a través de fisuras y matriz de la roca, donde la conductividad hidráulica es menor.

En zonas de alta montaña, el uso de los isótopos estables del agua se ha convertido en una herramienta fundamental a la hora de caracterizar el funcionamiento de los acuíferos. La señal isotópica del agua meteórica se transmite a través del acuífero sin apenas modificación de la señal de entrada del trazador ambiental. El análisis de las series temporales del contenido isotópico en el agua de recarga y descarga de los acuíferos, permite estimar la elevación de recarga y el tiempo de renovación del agua en el acuífero.

El presente trabajo se centra en la comparación de tres métodos isotópicos con el objetivo de definir las alturas de re-

carga. Los dos primeros, utilizan los datos isotópicos de la precipitación para determinar una recta de regresión desde la cual determinar las alturas de recarga de los mismos, mientras que el tercero, utiliza como datos de calibración 6 manantiales de muy bajo caudal situados entre 750 y 1600 m s.n.m., donde su cota de infiltración ha de ser similar a la de descarga debido a que éstos se encuentran cercanos a las cumbres de los relieves.

Materiales y Métodos

Entre octubre de 2020 y febrero de 2023 se realizaron 19 campañas de muestreos en 20 manantiales (380 muestras),

10 asociados al acuífero jurásico y otros 10 a los sub-acuíferos cretácicos. Al mismo tiempo se tomaron 430 muestras de lluvia procedentes de 8 pluviómetros repartidos a diferentes cotas, entre 550 y 1809 m s.n.m.

El estudio isotópico se ha realizado a partir de un total de 810 muestras tomadas entre 2020 y 2023. El análisis de los isótopos ambientales $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se realizó en la Universidad de Almería mediante un analizador láser de isótopos modelo PICARRO™ CRDS L2120-i. Los datos de isótopos para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ está referidos al estándar V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), de la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA). La precisión de las medidas fue de $\pm 0,1\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$.

Una vez obtenidos los resultados analíticos, se aplicaron dos metodologías para determinar las alturas de recarga de los manantiales:

Determinación de las alturas de recarga: para estimar la elevación de la zona de recarga asociada a la descarga de un manantial, se asume que el contenido isotópico medio de la descarga del manantial corresponde al del agua meteórica (es decir, la precipitación) que recarga el acuífero a la elevación correspondiente (Yanes et. al., 2023). La relación entre el contenido isotópico de la precipitación y la elevación topográfica suele ser linealmente dependiente la cual se denomina línea isotópica altitudinal, y se caracteriza, localmente, como la línea de regresión entre el contenido isotópico medio de la precipitación en diferentes puntos de muestreo y la elevación asociada a dichos puntos de muestreo (Jódar et. al., 2016). Conociendo esta relación, la elevación de recarga asociada a un manantial se obtiene proyectando

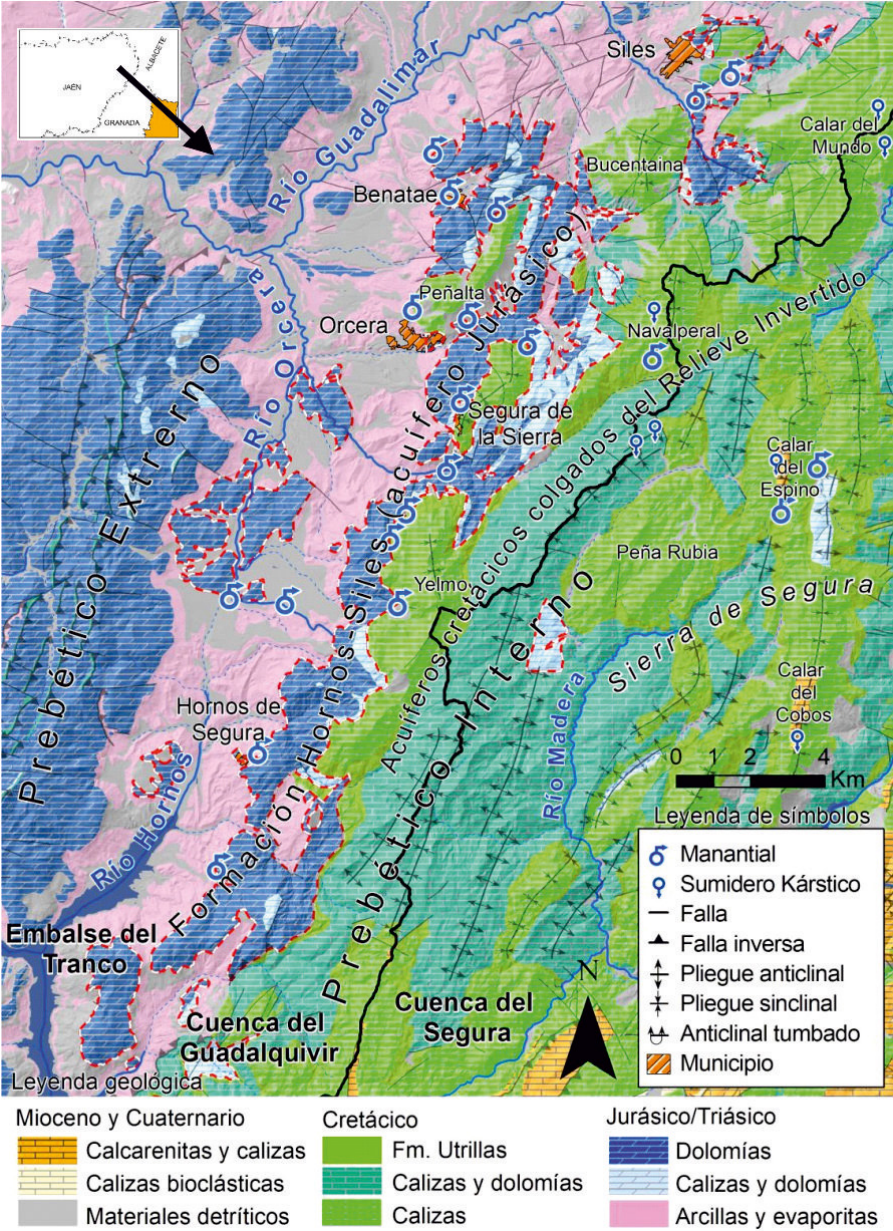


Fig. 1.- Contexto geográfico y geológico de la Sierra de Segura. Cartografía GEODE (www.igme.es). Abajo: Corte hidrogeológico. Modificado de AC López Garrido. Ver figura en color en la web. Figure 1: Geographical and geological context of Sierra de Segura. Cartography GEODE (www.igme.es). Down: hydrogeological cross section. Modified from AC López Garrido. See color figure in the web.

Pluviómetros			Manantiales		
Cota	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	Cota	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
1800	-6,94	-42,15	1600	-8,19	-51,41
1600	-7,31	-45,33	1265	-7,99	-51,31
1400	-6,98	-42,72	1134	-7,91	-51,06
1275	-7,77	-49,33	1008	-7,59	-48,93
1024	-6,38	-38,75	804	-7,54	-49,81
780	-6,37	-40,46	771	-7,31	-48,77
603	-5,83	-37,29			
562	-5,61	-35,19			

Tabla 1.- Datos isotópicos medios de los pluviómetros y los manantiales utilizados para la determinación de las curvas de regresión.

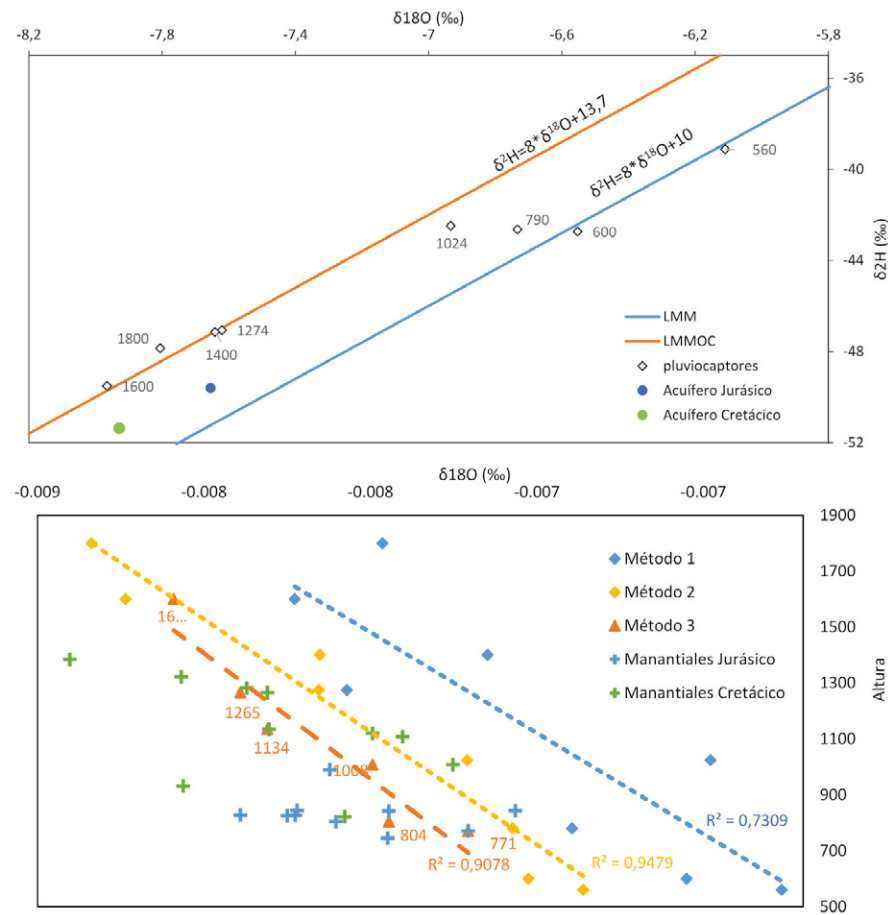


Fig. 2.- (A) Diagrama superior: Valores medios y situación de los pluviocaptadores y los sistemas acuíferos sobre la Línea Meteorica Mundial (LMM) y la Línea Meteorica del Mediterraneo Occidental (LMMOC) (Celle-Jeanton et al., 2001). (B) Diagrama inferior: Distribución del valor medio de los manantiales objeto de estudio sobre las rectas de regresión de los diferentes métodos. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- (A) Location of the raincaptors and aquifer systems on the World Meteoric Line (WML) and the Western Mediterranean Meteoric Line (WMMWL) (Celle-Jeanton et al., 2001). (B) Distribution of the springs under study on the regression lines of the different methods. See color figure in the web.

el contenido isotópico medio del agua de descarga del manantial sobre la línea isotópica altitudinal. Para determinar el contenido isotópico medio se ha ponderado por el volumen de precipitación de cada evento.

Método 1. Se consideran todas las muestras de precipitación.

Método 2. La misma aproximación que el método 1 sin considerar las muestras de verano y de precipitación de eventos de precipitación < 20mm.

Método 3: se tomaron como referencia de muestreo para la obtención de la línea isotópica altitudinal 6 manantiales (Tabla 1) de muy bajo caudal, en ocasiones <1l/min, situados entre 770 y 1600 m s.n.m., donde se estima que su altura de recarga es muy similar a la de descarga. Finalmente, y mediante la línea de regresión obtenida se determinaron las alturas de recarga de los manantiales objeto de estudio (Tabla 2).

Resultados y discusión

En el caso de los datos de precipitación, los 3 pluviocaptadores de menor cota (562, 603 y 780 m s.n.m.) se alinean sobre la Línea Meteorica Mundial. El 4 (1024 m s.n.m.) se encuentra en una zona de interfase Atlántico-Mediterránea, mientras que los 4 de mayor cota (1275, 1450, 1600 y 1800 m s.n.m.) lo hacen sobre la Línea Meteorica del Mediterraneo Occidental (Fig. 2A).

Las alturas de recarga varían según el método aplicado. En los manantiales asociados a los sub-acuíferos cretácicos, el método 1 presenta un R^2 de 0.73 y valores comprendidos entre 2.132 y 1.769 m s.n.m. (Tabla 2), por encima de las cotas máximas de la zona de estudio. El 2 ($R^2=0.94$) se ajusta mejor teniendo en cuenta la topografía y las cotas de surgencia de los manantiales, con valores de altura de recarga entre los 1853 y 925

m s.n.m. El Método 3 ($R^2=0.90$) es el que mejor se ajusta a las cotas del área de estudio, con unos valores extremos de 1769 y 734 m s.n.m. si bien en varios manantiales se obtienen alturas de recarga por debajo de su cota de drenaje (Fig. 2B, Tabla 2).

En el caso de los manantiales asociados al reservorio jurásico, es el método 2 en que mejor se ajusta a la topografía de la zona y las cotas de surgencia de los manantiales, y además es el que mejor R^2 presenta (Tabla 2). Este acuífero en particular muestra una característica singular, ya que los valores promedio de altura de recarga superan la cota media de la banda de afloramiento de la formación acuífera (Tabla 2), situada de media aproximadamente a 950m. Este hecho es indicativo de posibles transferencias desde los acuíferos superiores (cretácico) hacia los inferiores (jurásico) a través de los niveles de baja permeabilidad (Facies Utrillas), intercalados entre ellos, los cuales no presentarían un

Altura de Recarga (m s.n.m.)			
	1	2	3
Max.	2131,78	1853,31	1768,86
Min.	1302,77	925,11	733,73
Avg.	1679,17	1346,55	1203,72
Max.	1762,98	1440,39	1308,37
Min.	1167,77	773,96	565,17
Avg.	1515,68	1163,5	999,58
R^2	0,73	0,94	0,9

Tabla 2.- Alturas de recarga estimadas mediante los 3 métodos aplicados. Valores superiores: Sistemas cretácicos. Valores inferiores: sistema Jurásico.

Sistema		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Cretácico	Max.	-7,35	-48,12
	Min.	-8,5	-55,08
	Avg.	-7,87	-50,87
Jurásico	Max.	-7,16	-45,73
	Min.	-7,99	-51,31
	Avg.	-7,65	-49,84

Tabla 3.- Valores isotópicos medios de los sistemas acuíferos.

aislamiento total como hasta ahora se consideraba.

Conclusiones

Los resultados medios isotópicos obtenidos de los acuíferos jurásico y cretácicos (Tabla 3) y de precipitación (Tabla 1), muestran en primer lugar una mezcla de precipitaciones de origen Atlántico y Mediterráneo (Fig. 2A). Ambos sistemas acuíferos se sitúan entre la Línea Meteórica Mundial (LMM) y a Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMOC).

Los 3 métodos aplicados para la determinación de las alturas de recarga presentan un buen ajuste (Tabla 2).

A través del método 1A los valores de alturas de recarga son elevados, en muchos casos por encima de la cota máxima del relieve.

El método 2 es el que mayor ajuste presenta (Tabla 2), con un R^2 de 0.94. Además, los valores obtenidos de cota de infiltración, se encuentran en consonancia con la topografía y altura de cada sistema acuífero, mientras que el método 3, con un buen ajuste ($R^2 = 0.9$), presenta ciertas discrepancias al obtener cotas de recarga por debajo de la cota de surgencia de algunos manantiales.

Como conclusión sobre los métodos aplicados y en base a los resultados obtenidos, se puede afirmar que los métodos

2 y 3 son los que mejor resultados presentan.

El método 3 destaca por su alta representatividad en los datos y su mayor eficiencia a la hora de su aplicación, facilitando la toma de muestras, al no depender de las precipitaciones.

En estudios de alta montaña con dificultades de acceso, este método podría sustituir o complementar a los métodos tradicionales.

Además, es relevante el hecho de la posible transferencia de recursos desde el sistema cretácico hacia el jurásico, dado que las alturas de recarga obtenidas para el mismo con los 3 métodos se encuentran a mayor altitud que la cota media del afloramiento. Sería aconsejable ampliar esta línea de investigación.

Contribución de los autores

El artículo ha sido redactado por ALMG con la colaboración del resto de autores. Los datos de campo han sido recopilados ALMG. Las figuras han sido realizadas por ALMG.

Agradecimientos

Se agradece a los Proyectos FEDER-UJA 2020 ref.1380934 y PAIDI JA P20-0090 por su apoyo económico y a la

Universidad de Almería, especialmente a Fernando Gázquez por los análisis isotópicos de las muestras obtenidas.

Referencias

- Celle-Jeanton, H.; Travi, Y.; Blavoux, B. *Geophys Res Lett* 2001, 28, 1215–1218, <https://doi.org/10.1029/2000GL012407>
- García-Hernández, M., 1978. *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 344 p.
- Yanes J. L., & Moral F., (2023). *Relief and climate influence on isotopic composition of Atlantic-Mediterranean karst spring waters (Andalusia, southern Spain)*, <https://doi.org/10.1002/hyp.14669>
- Jódar, J.; Custodio, E.; Lambán, L.J.; Martos-Rosillo, S.; Herrera-Lameli, C.; Sapriza-Azuri, G.. *Science of the Total Environment* 2016, 573, 505–517. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.117>
- Moral, F., (2005). *Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Tesis Doctoral, Univ. Pablo de Olavide, Sevilla, 580 p.
- Morales González A. L., Jiménez Espinosa R. & Jiménez Millán J. (2018). *Simposio Andaluz del Agua*, Comunicaciones, 659-669.

Monitorización hidrológica de las lagunas peridunares de los mantos eólicos de Doñana en el periodo 2020-2023

Hydrological monitoring of the sand dune ponds of Doñana during the 2020-2023 period

José Luis Yanes^{1*}, Miguel Rodríguez-Rodríguez¹, María José Montes-Vega¹, Alejandro Jiménez-Bonilla¹ y Francisco Moral-Martos¹

¹ Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra. Utrera km 1, 41013 Sevilla. j
lyancon@upo.es, mrodrod@upo.es, mariajosemontesv@gmail.com, ajimbon@upo.es, fmormar@upo.es.

*Corresponding author

ABSTRACT

This study presents a synthesis of the results from the hydrological monitoring of the sand ponds in the Doñana Biological Reserve during the period 2020-2023. Data on water level and temperature are derived from records from sensors installed in 5 ponds' bottom and neighboring piezometers. Additionally, this includes records from one of the Matalascañas supply wells and water electrical conductivity measurements taken throughout the study period. The results show a decrease in water level and changes in the hydroperiod of the ponds over the last three years, related to the annual module and the distribution of precipitation. The water temperature showed a significant increase in the ponds during the study period. This study demonstrates the alteration of the water regime and its impact on the physicochemical properties of the water of the Doñana National Park sand ponds. On the other hand, it highlights the need for detailed monitoring of these hydrological variables for the sustainable management of the Doñana aquifer, in the current context of climate change.

Key-words: sand dune ponds, Doñana aeolian mantle, hydroperiod, water temperature.

RESUMEN

En este estudio se presenta una síntesis de los resultados de la monitorización hidrológica de 5 lagunas peridunares de la Reserva Biológica de Doñana durante el periodo 2020-2023. Los datos de nivel y temperatura derivan del registro de sensores instalados en las cubetas lacustres y piezómetros adyacentes. Asimismo, se incluye el registro en uno de los sondeos de abastecimiento de Matalascañas y las medidas de conductividad eléctrica del agua que se tomaron durante el periodo de estudio. Los resultados muestran una disminución en el nivel de agua y cambios en el hidropериodo de las lagunas en los tres últimos años, relacionados con el módulo anual y la distribución de las precipitaciones. La temperatura del agua experimentó un aumento notable en las lagunas durante el periodo de estudio. En este estudio se constata la disminución del hidropериodo y su impacto en las propiedades físicoquímicas del agua en las lagunas peridunares del Parque Nacional de Doñana. Por otra parte, se evidencia la necesidad de la monitorización de detalle de estas variables hidrológicas para la gestión sostenible del acuífero de Doñana, en el contexto actual de cambio climático.

Palabras clave: lagunas peridunares, manto eólico de Doñana, hidropериodo, temperatura del agua.

Geogaceta, 76 (2024), 55-58

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104491>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Desde 2015, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y la Universidad Pablo de Olavide desarrollan un proyecto para la monitorización de detalle del nivel de las lagunas peridunares de la Reserva Biológica de Doñana (RBD) y la modelación de la relación entre estas lagunas y el acuífero costero del manto eólico litoral de Doñana. Fruto de este trabajo, se han publicado diversos estudios en los que ya se ha constatado una alteración del funcionamiento hidrológico de las lagunas peridunares más próximas a la localidad de Matalascañas, donde existen varios sondeos de extracción del acuífero para el abastecimiento de este núcleo poblacional (Fernández-Ayuso *et al.*, 2018; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020; Montes-Vega *et al.*, 2021). Estos trabajos han puesto de mani-

fiesto la importancia del seguimiento de detalle de los niveles piezométricos en el entorno de estos ecosistemas.

Desde la publicación del último informe sobre el proyecto (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2019), la monitorización ha continuado durante el periodo 2020-2023. Este periodo de estudio ha sido particularmente crítico para las lagunas peridunares de Doñana, ya que se ha registrado una notable intensificación de fenómenos climáticos extremos, particularmente la sequía y el aumento de las temperaturas. Según el reciente informe preliminar del estado de los acuíferos de Doñana (CHG, 2023), se observa una tendencia descendente en los niveles piezométricos con una evolución desfavorable a largo plazo, agravada por la situación climática de los últimos años hidrológicos.

En este trabajo se presentan los re-

sultados de la monitorización del nivel, la temperatura y la conductividad eléctrica del agua en las lagunas peridunares más relevantes de la RBD durante el periodo 2020-2023, con el objetivo de analizar el impacto de la reducción de precipitaciones y el incremento de las temperaturas en el hidropериodo y la dinámica hidrológica de las lagunas durante este periodo.

Zona de estudio

El sistema acuífero Almonte-Marismas (Fig. 1A) es un acuífero detrítico que está dividido administrativamente en seis masas de agua subterránea (MASb) entre las que se incluye la del manto eólico litoral de Doñana (MASb. 0055104), cuyo funcionamiento hídrico está íntimamente relacionado con el funcionamiento de las lagunas peridunares estudiadas.

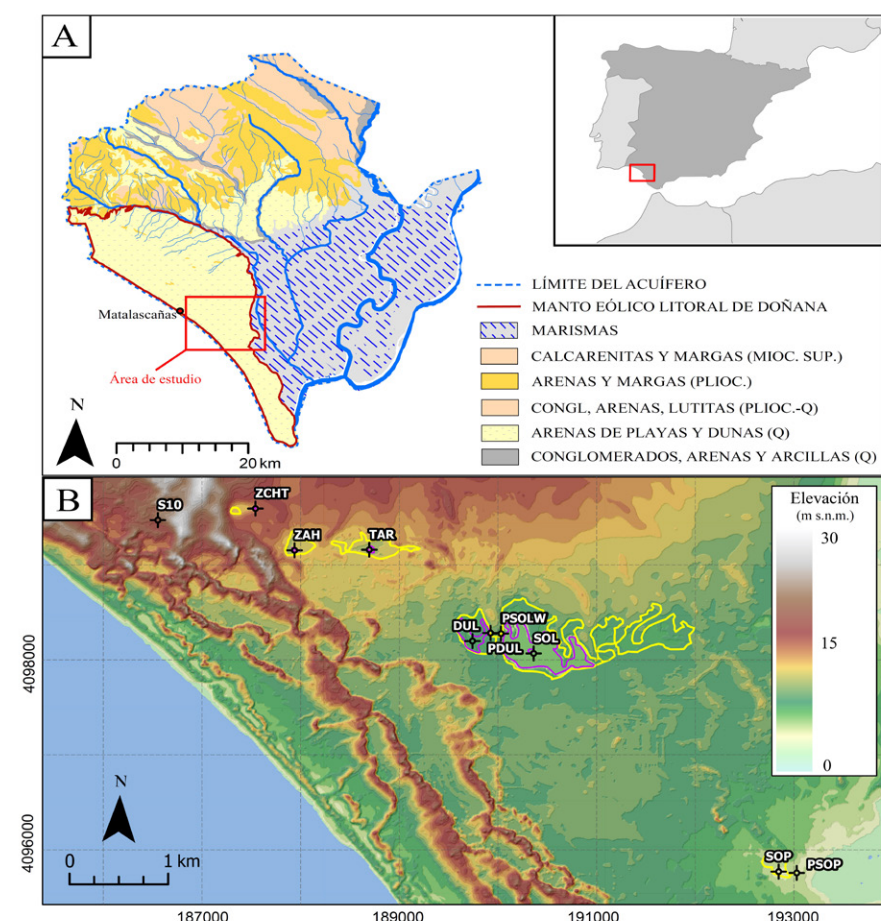


Fig. 1.- A) Localización de la zona de estudio y litologías del acuífero Almonte-Marismas en la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. B) Localización de las lagunas peridunares estudiadas sobre modelo digital de elevaciones y puntos en los que se ha llevado a cabo la monitorización. SOP: laguna de Sopetón, PSOP: piezómetro de la laguna de Sopetón, SOL: laguna de Santa Olalla, PSOLW: piezómetro oeste de la laguna de Santa Olalla, DUL: laguna de Dulce, PDUL: piezómetro de la laguna Dulce, TAR: laguna de Taraje, ZAH: laguna de Zahillo, ZCHT: zacallón del Charco del Toro, S10: sondeo 10 de Matalascañas.

Fig. 1.- A) Location of the study area and lithologies of the Almonte-Marismas aquifer in the area of Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. B) Location of the studied sand ponds on a digital elevation model map and monitoring points. SOP: Sopetón pond, PSOP: piezometer of the Sopetón pond, SOL: Santa Olalla pond, PSOLW: west piezometer of the Santa Olalla pond, DUL: Dulce pond, PDUL: piezometer of the Dulce pond, TAR: Taraje pond, ZAH: Zahillo pond, ZCHT: zacallón of Charco del Toro, S10: Matalascañas well 10.

Estas lagunas se encuentran ubicadas dentro de los límites del Parque Nacional de Doñana (Fig. 1B) a una altitud comprendida entre los 2 m s.n.m. (Sopetón) y los 10 m s.n.m. (Charco del Toro). La mayoría de estas lagunas son de tipo temporal o estacional, como es el caso de la laguna de Taraje, Zahillo o Sopetón, aunque también existen lagunas casi permanentes, como la laguna de Santa Olalla, que, desde que hay registros, se ha secado en los estiajes de 1983, 1995, 2022 y 2023.

Metodología

La monitorización de detalle del nivel de las lagunas, el nivel piezométrico y la temperatura del agua se ha realizado mediante sensores (TD-Diver y Levelogger) instalados en un total de diez

puntos (Fig. 1B) que incluyen las lagunas de Sopetón, Santa Olalla, Dulce, Taraje y Zahillo y piezómetros someros (aprox. 2 m) y profundos (aprox. 20 m) situados en las inmediaciones de las lagunas (piezómetro somero de Sopetón y piezómetros profundos de Santa Olalla y Dulce). En el caso de la laguna del Charco del Toro, seca durante todo el año, se ha realizado un seguimiento de los niveles piezométricos someros en un zacallón excavado en el borde de la laguna. Además, en este estudio también se incluye la monitorización del nivel y la temperatura del agua en uno de los sondeos de extracción de Matalascañas, el sondeo 10, que se sitúa a tan solo 750 m de la laguna del Charco del Toro. El registro del nivel y la temperatura del agua se realizó cada tres horas durante un periodo de tres años hidro-

meteorológicos, desde el 1 de septiembre de 2020 hasta el 31 de agosto de 2023. Además, durante este periodo de estudio se han realizado mediciones puntuales de la conductividad eléctrica del agua (CE) en cada punto mediante una sonda multiparamétrica Hach-HQ40®.

Los datos de precipitación se han obtenido del registro de la estación meteorológica de Almonte (Junta de Andalucía).

El análisis estadístico y la representación de los datos de temperatura del agua se ha llevado a cabo mediante R (R Core Team, 2023).

Resultados y discusión

La figura 2 muestra los limnigramas de los sistemas estudiados en el periodo 2020-2023. En el caso de las lagunas de Sopetón, Santa Olalla y Dulce, se incluye la evolución del nivel registrado en los piezómetros cercanos a estas lagunas. Cada limnigrama incluye la precipitación diaria registrada en la estación meteorológica de Almonte durante el periodo de estudio.

La evolución del nivel de las lagunas muestra una variación determinada por la estacionalidad de la precipitación, concentrada en los meses de otoño y primavera. En los tres años hidrológicos estudiados, la precipitación anual promedio fue aproximadamente un 35% inferior al promedio histórico de la zona (i.e. 564 mm/año en Montes-Vega *et al.*, 2023). Esta reducción en la precipitación durante el periodo coincide con una tendencia interanual descendente tanto en los niveles de las lagunas como en el de los piezómetros. El descenso en los niveles piezométricos es más evidente en el caso del sondeo 10 (S10) en el que se observa un descenso neto de más de 1 m entre el primer y el último año estudiado.

Se observa una reducción significativa en el nivel, aproximadamente 0,8 m, y el hidrometereológico. A pesar de que la precipitación anual registrada en la estación de Almonte fue similar en estos dos años, la distribución fue más homogénea en 2020/2021, mientras que en 2021/2022 se concentró en eventos puntuales de abundante precipitación.

En el caso de las lagunas estacionales, hubo una reducción superior al 50% en el hidrometereológico de la laguna de Taraje durante el segundo año hidrometereológico.

lógico, y la laguna de Zahillo permaneció seca durante todo el año. La laguna de Santa Olalla, que no se había secado desde 1995, se secó durante los estiajes de 2022.

En el último año hidrometeorológico, continuó la tendencia descendente en los niveles, sin embargo, el hidropereodo de las lagunas aumentó ligeramente con respecto al año anterior, con una precipitación anual de 346 mm, pero distribuida de forma más uniforme a lo largo del año. No obstante, la laguna de Santa Olalla se secó en el estiaje de 2023 por segundo año consecutivo, un hecho sin precedentes en el registro histórico.

La evolución del nivel en las lagunas peridunares durante el periodo de estudio corrobora la alta dependencia de estos sistemas lagunares de las condiciones climáticas, lo cual ya se ha señalado en estudios anteriores (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2020; Montes-Vega *et al.*, 2021).

En la figura 3 se representa la evolución de la temperatura del agua en los sistemas estudiados. Se observa una diferencia entre la variación de la temperatura del agua en las lagunas y los piezómetros. Las lagunas y piezómetros someros, como PSOP, muestran una variación estacional similar a la de la temperatura am-

biental, con máximas en verano y mínimas en invierno y una notable variación intraanual. En contraste, los piezómetros profundos (PDUL, S10) muestran una variabilidad intraanual mínima, característico de aguas subterráneas, y presentan las temperaturas máximas en diciembre y enero, y las mínimas en mayo y agosto respectivamente.

En general, se observa una tendencia interanual ascendente en la temperatura de las lagunas y piezómetros someros. Este aumento es muy evidente en las lagunas estacionales, como la laguna de Taraje, en la que se observa un aumento de más de 5 °C durante el periodo de estudio. Esta tendencia puede estar relacionada con el aumento en la temperatura media ambiental, 19,3 °C en el año 2022/2023 frente a la media histórica de 17,2 °C (CHG, 2023), y la disminución del nivel y duración del hidropereodo en las lagunas. En cambio, los piezómetros profundos, aunque presentan poca variabilidad intraanual, muestran una tendencia descendente en la temperatura y la variabilidad interanual. La escasa variabilidad intraanual de la temperatura en estos piezómetros sugiere una buena conexión con el acuífero regional y la tendencia descendente de la temperatura puede estar relacionada con el funcionamiento hidrológico del acuífero. No obstante, con los datos disponibles no es posible realizar una interpretación concluyente de esta tendencia,

Finalmente, en la tabla I se presentan los datos de conductividad eléctrica del agua (CE) derivados de las medidas puntuales que se realizaron en cada sistema durante el periodo de estudio. Estos datos ponen en evidencia la diferencia de salinidad del agua superficial y del agua subterránea. La CE del agua de las lagunas es hasta cien veces superior a la CE del agua subterránea (18,8 mS/cm en SOL frente a 0,17 mS/cm en PDUL, Tabla I). Igualmente, la CE del agua subterránea se mantiene prácticamente constante frente a la CE del agua superficial, que aumenta progresivamente a medida que desciende el nivel de la lámina de agua.

La variación de la temperatura y la CE durante el periodo estudiado indica que los cambios en el régimen hídrico de las lagunas impactan directamente en sus propiedades fisicoquímicas, conduciendo a alteraciones ecológicas y al deterioro acelerado de estos ecosistemas, como sugieren numerosos estudios recientes (e.g., Díaz-Paniagua *et al.*, 2023).

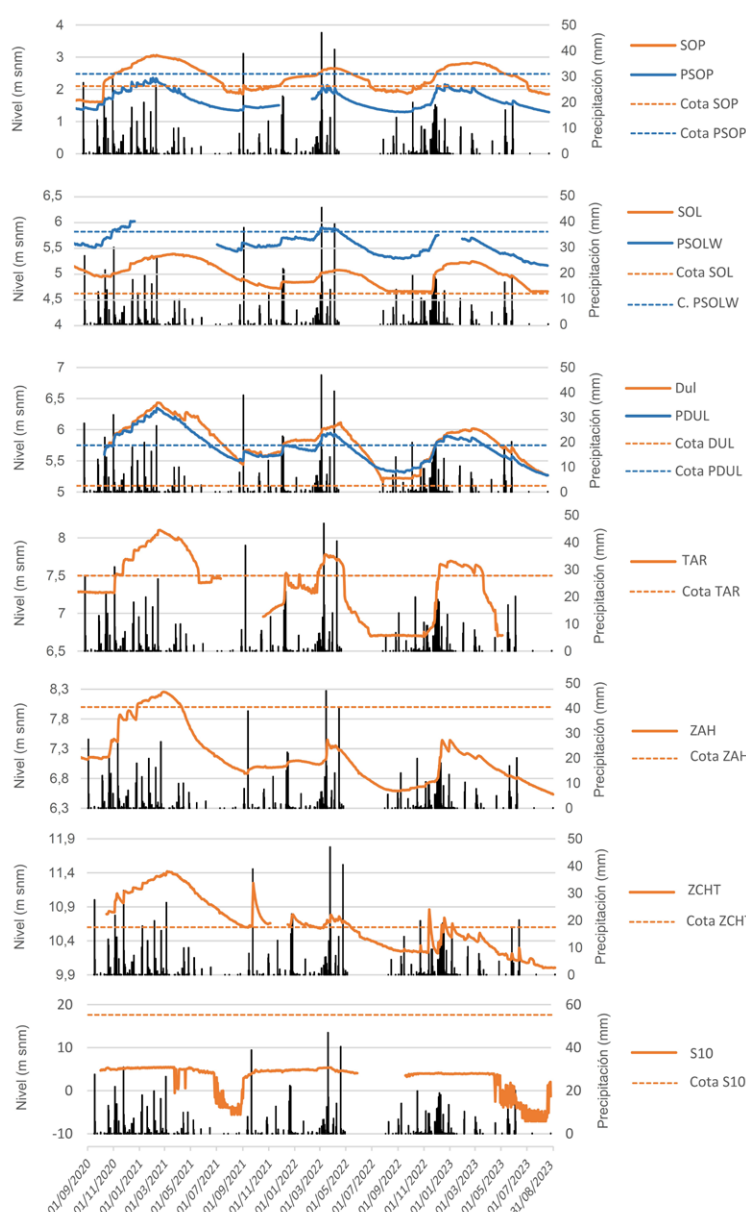


Fig. 2.- Linnigramas de los puntos monitorizados y precipitación registrada en la estación meteorológica de Almonte durante el periodo de estudio. La precipitación total para cada año hidrometeorológico es 378 mm en 2020/2021, 372 mm en 2021/22 y 346 mm en 2022/2023. Ver acrónimos en Fig. 1.

Fig. 2.- Linnograms of the study points and precipitation recorded at the Almonte weather station during the study period. The total precipitation for each hydrometeorological year is 378 mm in 2020/2021, 372 mm in 2021/2022, and 346 mm in 2022/2023. See acronyms in Fig. 1.

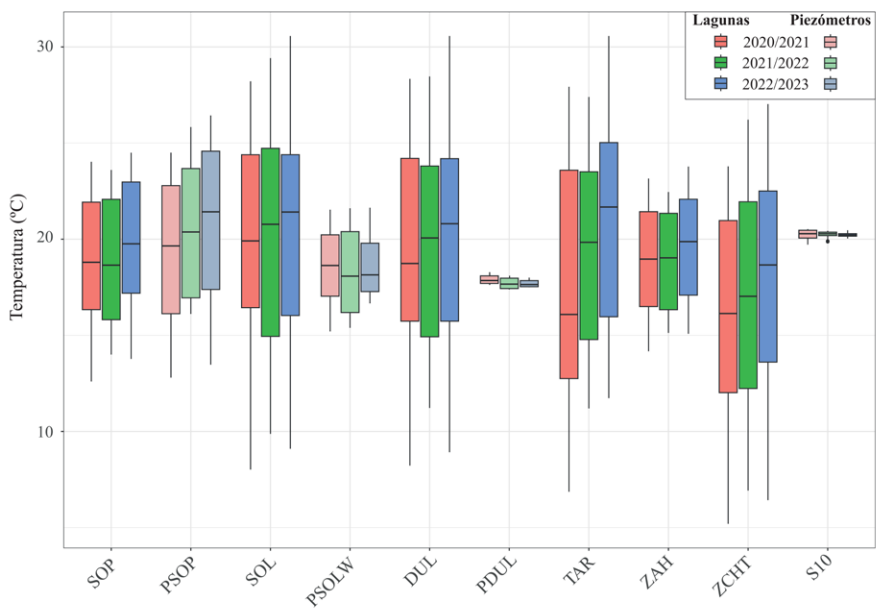


Fig. 3.- Variabilidad de la temperatura del agua por punto de estudio y año hidrometeorológico, representada mediante diagramas de caja. La línea central de cada caja indica la mediana de la temperatura. Ver acrónimos en Fig. 1.

Fig. 3.- Water temperature variability by study point and hydrometeorological year, represented through boxplots. The central line in box indicates the median temperature. See acronyms in Fig. 1.

Conclusiones

La monitorización de las lagunas peridunares de Doñana entre 2020 y 2023 muestra un cambio del régimen hídrico caracterizado por una notable disminución del nivel y reducción del hidroperiodo con respecto al patrón histórico observado en estas lagunas. Esto conduce a la transformación de las lagunas permanentes, como Santa Olalla, a un régimen estacional y al cambio de las lagunas estacionales, como Zahillo y Taraje, hacia sistemas temporales que, además, dependen fundamentalmente de la precipitación para su llenado. Esta alteración podría relacionarse no solo con la disminución en las precipitaciones, sino con el cambio en la distribución de estas y con descensos paulatinos del nivel freático, atribuibles a

la reducción en la recarga del acuífero o a las extracciones para abastecimiento en las inmediaciones de Matalascañas

Además, el estudio de la evolución de la temperatura y conductividad eléctrica del agua en este periodo, indica que el cambio del régimen hídrico tiene un impacto inmediato en las características fisicoquímicas del agua y, consecuentemente, en la dinámica ecológica de estos ecosistemas. Esto subraya la importancia de las aguas subterráneas para mitigar los efectos de las variaciones climáticas y destaca la necesidad de la monitorización de detalles de estas variables hidrológicas como herramienta de apoyo en la Gestión Integrada de los Recursos Hídricos que esté dirigida a minimizar los impactos actuales en el acuífero en el entorno de Doñana.

Sistema	n	Máx.	Mín.	Media	Mediana	SD
SOP	15	6,930	1,917	4,146	3,830	1,561
PSOP	14	2,270	0,188	1,458	1,378	0,520
SOL	13	18,800	6,600	11,709	10,250	4,019
PSOLW	18	0,248	0,219	0,227	0,224	0,008
DUL	14	12,430	1,010	3,605	2,420	2,880
PDUL	15	0,197	0,172	0,178	0,178	0,006
ZAH	12	13,780	1,164	4,127	3,540	3,240
TAR	11	5,720	0,245	3,001	2,930	1,797
ZCHT	16	4,600	0,142	1,754	1,666	1,039

Tabla. I.- Estadísticos principales de las medidas de conductividad eléctrica (CE) del agua en mS/cm durante el periodo de estudio. n= número de medidas, Máx.= CE máxima, Mín.= CE mínima, SD= desviación estándar. Ver acrónimos en Fig. 1.

Tabla. I. - Statistics of water electrical conductivity (EC) measurements in mS/cm during the study period. n= number of measurements, Máx. = maximum EC, Mín. = minimum EC, SD= standard deviation. See acronyms in Fig. 1.

Contribución de los autores

Yanes: estructura del trabajo, edición, figuras, adquisición de datos, investigación/análisis. Rodríguez-Rodríguez: supervisión, metodología, adquisición de datos, investigación/análisis, revisión del manuscrito. Montes-Vega: adquisición de datos, investigación/análisis, revisión del manuscrito. Jiménez-Bonilla y Moral: metodología, investigación/análisis, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo constituye una síntesis de parte de los resultados obtenidos gracias al convenio de colaboración: “**Monitorización hidrológica y modelización de la relación laguna-acuífero en los mantos eólicos de Doñana. Seguimiento y ampliación del inventario**” suscrito entre la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y la Universidad Pablo de Olavide.

Referencias

Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) (2023). Informe Preliminar de Estado de los Acuíferos del Entorno de Doñana. Año Hidrológico 2022-2023. En: <https://www.chguadalquivir.es/estudios-tecnicos>.
Díaz-Paniagua, C., Ramírez-Soto, M., y Aragonés, D. (2023). Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems. <https://doi.org/10/md2b>
Fernández-Ayuso, A., Rodríguez-Rodríguez, M. y Benavente, J. (2018). Hydrological Sciences Journal 63 (15-16), 2048-2059. <https://doi.org/10/djcj>
Montes-Vega, M.J. y Rodríguez-Rodríguez, M. (2021). Geogaceta 70, 43-46.
Montes-Vega, M.J., Guardiola-Albert, C., y Rodríguez-Rodríguez, M. (2023). Water 15, 2369. DOI: <https://doi.org/10/md2b>
R Core Team, 2023. R foundation for statistical computing. Disponible en <https://www.r-project.org>
Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F., Fernández-Ayuso, A. y Bruque, J.M. (2019). Memoria Monitorización hidrológica y modelización de la relación laguna-acuífero en los mantos eólicos de Doñana. En: <https://www.chguadalquivir.es/estudios-tecnicos/#Humedales>
Rodríguez-Rodríguez, M., Fernández-Ayuso, A., Moral, F. y Caro, R. (2020). Geogaceta 67, 87-90.

Origen y cuantificación de la descarga del manantial del Charco del Moro a partir del análisis de los registros de la red de estaciones de aforo (río Guadiaro, Málaga y Cádiz)

Origin and quantification of discharge from the Charco del Moro spring based on the analysis of gauging stations records (Guadiaro River, Málaga and Cádiz)

Francisco Moral Martos^{1*} y José Luis Yanes¹

¹ Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera, km 1. 41013, Sevilla. fmormar@upo.es, jlyancon@upo.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Charco del Moro spring is located in the streambed of the Guadiaro River, at the southern end of the Buitreras Gorge. Due to its location, it is extremely difficult to measure its flow, especially during periods of flooding. In this work, the flow records at the gauging stations of the Guadiaro and Hozgarganta rivers have been analyzed and the flows diverted from the river and those infiltrated in the sinkholes of the streambed have been calculated to estimate the average discharge of the spring and the origin of its waters. Despite the uncertainty of the results, an average flow rate close to 4 m³/s has been calculated, a figure significantly higher than that considered to date. To justify this flow it must be assumed that the contributions come mainly from the Jurassic limestones of the southern part of the Sierra de Líbar and the Sierra del Endrinal, which would imply a recharge zone with a surface area close to 83 km².

Key-words: Karstic spring, flow difference, recharge zone, water budget.

RESUMEN

El manantial del Charco del Moro se localiza en el lecho del río Guadiaro, en el extremo meridional de la garganta de las Buitreras. Por su ubicación, es extremadamente complicado determinar su caudal, especialmente durante las épocas de crecida. En este trabajo se han analizado los registros de caudal en las estaciones de aforo de los ríos Guadiaro y Hozgarganta y se han calculado los caudales derivados del río y los infiltrados en los sumideros de la garganta fluvial para estimar el caudal medio del manantial y el origen de sus aguas. A pesar de la incertidumbre de los resultados, se ha calculado un caudal medio próximo a 4 m³/s, una cifra sensiblemente superior a la considerada hasta la fecha. Para justificar estos caudales debe asumirse que los aportes proceden principalmente de las calizas jurásicas del sector meridional de la sierra de Líbar y de la sierra del Endrinal, lo que implicaría un área de recarga con una superficie próxima a los 83 km².

Palabras clave: Manantial kárstico, diferencia de caudales, área de recarga, balance hídrico.

Geogaceta, 76 (2024), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104485>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

El río Guadiaro nace en la vertiente septentrional de la Serranía de Ronda, al suroeste de la sierra de las Nieves. En los primeros 26 km de su recorrido circula hacia el noroeste y recibe el nombre de río Grande o Guadalevín. Tras su confluencia con el río Guadalquivir se dirige hacia el sur y se denomina río Guadiaro propiamente dicho. Tras 109 km de recorrido, desemboca en el Mediterráneo formando un estuario.

Su cuenca hidrográfica (Fig. 1) presenta un área de 1422 km² y se localiza en la parte occidental de la provincia de Málaga y áreas próximas del sureste de la provincia de Cádiz. El sector más septentrional corresponde a la cuenca geológica de Ronda, limitada al sur por las sierras de Líbar, Alto del Conio y Jarastepar y al este por las sierras Hidalga y Blanquilla,

cuyos picos alcanzan los 1200 a 1500 m de altitud. En la parte meridional de la cuenca, donde el Guadiaro recibe las aguas de sus principales afluentes (Hozgarganta por la margen derecha y Genal por la izquierda), alternan los cerros de escasa altitud y las llanuras aluviales.

Cerca de la población de Cortes de la Frontera el río Guadiaro atraviesa un profundo y angosto cañón, de unos 5 km de longitud, excavado en calizas y calizas margosas. Se trata de la garganta de las Buitreras, en cuyo extremo meridional, a una cota de unos 230 m s.n.m., se localiza la surgencia del Charco del Moro, uno de los principales manantiales kársticos de Andalucía.

Lo complicado del acceso y, sobre todo, el hecho de que el manantial se encuentre en el lecho del cauce del río dificultan enormemente la cuantificación de los caudales drenados por el mismo, sobre

todo en épocas de aguas altas, cuando queda completamente sumergido por las aguas del río Guadiaro. Por otra parte, a lo largo del cañón existen varios sumideros por los que, en función de la cuantía del caudal circulante, se infiltran total o parcialmente las aguas del río Guadiaro, que vuelven a surgir por el manantial del Charco del Moro. Por último, dadas las escasas dimensiones del afloramiento de calizas en las que se encuentra el manantial, se considera que una parte importante de su caudal procede de la vecina sierra de Líbar, ubicada 6 km al norte.

El presente trabajo tiene como objetivos principales, la cuantificación del caudal que surge por el manantial del Charco del Moro, la evaluación de los aportes procedentes de los sumideros del cañón de las Buitreras y de la sierra de Líbar y, por último, la mejora del conoci-

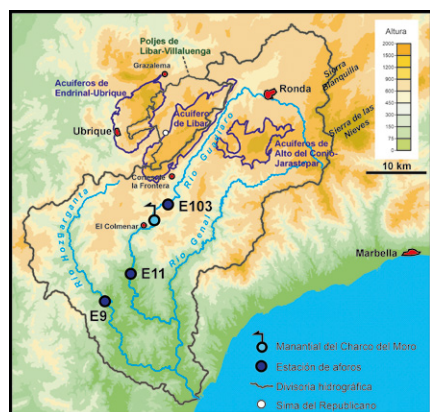


Fig. 1.- Localización geográfica y principales elementos hidrogeológicos de la cuenca del río Guadiaro.

Fig. 1.- Geographic location and main hydrological elements of the Guadiaro River basin.

miento de los límites del área de recarga del manantial.

Para alcanzar estos fines se han analizado los caudales diarios registrados durante el periodo 2011 a 2023 en las estaciones de aforo de la Estación de Cortes (E103), de San Pablo de Buceite (E11) y de Jimena de la Frontera (E9), disponibles en la página web de la red SAIH Hidrosur de la Consejería de Agricultura, Pesca, Agua y Desarrollo Rural de la Junta de Andalucía (Fig. 1). Además, se han llevado a cabo varias salidas al campo en las que se han identificado sumideros en el cauce fluvial y se han realizado aforos directos con molinete.

Contexto hidrogeológico: el acuífero de la sierra de Lúbar

La sierra del Lúbar, junto con las vecinas sierras del Endrinal y Ubrique y las sierras de Jarastepar y Alto del Conio, forma parte del Subbético Interno occidental o Penibético. La serie estratigráfica subbética está constituida por tres grandes conjuntos litológicos: lutitas con evaporitas triásicas, calizas y dolomías jurásicas y, finalmente, margas y margocalizas cretácicas, también denominadas "capas rojas".

Las directrices estructurales de los grandes pliegues y fallas que afectan a los materiales subbéticos presentan una dirección N30E. En los núcleos anticlinales afloran las calizas jurásicas que constituyen las principales elevaciones de la zona. En cambio, en los valles fluviales predominan los afloramientos de materiales margosos del Cretácico.

Las elevadas precipitaciones de la comarca, que en las áreas más elevadas

superan ampliamente los 1500 mm/año, han favorecido un espectacular desarrollo de la morfología kárstica en las calizas jurásicas. Estos materiales, con una potencia próxima a los 500 m, dan lugar a varios acuíferos con cuantiosas reservas y recursos hídricos. Los manantiales principales, de comportamiento típicamente kárstico, se sitúan en la vertiente oriental de la sierra de Lúbar (Cueva del Gato, Molino del Santo, Artezuelas) o en las proximidades de Ubrique.

El manantial del Charco del Moro se localiza en un pequeño afloramiento calizo aislado de los afloramientos principales, aunque los trabajos con trazadores realizados por Andreo *et al.* (2004) han demostrado la conexión hidrogeológica existente entre el manantial y la sima del Republicano, ubicada en el borde occidental de la sierra de Lúbar (Fig. 1).

Hidrología y obras hidráulicas del cañón de las Buitreras

Cerca de la estación de ferrocarril de Cortes de la Frontera, en el extremo septentrional de la garganta de las Buitreras, se han realizado varias obras hidráulicas que afectan a los caudales que circulan por el río Guadiaro. Se trata de un azud de derivación, conocido como la presa de Las Buitreras, de la que parten las conducciones de la minicentral eléctrica y del trasvase Guadiaro-Guadalete (Fig. 2).

La minicentral de las Buitreras, situada junto a la población de El Colmenar (Fig. 1), entró en funcionamiento en 1919. Las aguas son derivadas en el azud (cota 340 m s.n.m.) hacia un túnel, cuyo trazado es paralelo a la margen izquierda del río

Guadiaro hasta el puente-acueducto de los Alemanes, por donde la conducción cruza a la margen derecha y continua por otro túnel hasta la cámara de carga de la minicentral (cota 330 m s.n.m.). La galería tiene una sección de 3,32 m² y una longitud de 6020 m (Ruiz-Orive, 2005). De la cámara de carga parte una tubería forzada de 420 m de longitud y un salto neto de 124 m, hasta la minicentral, que posee la capacidad de generar una potencia de 4800 kW. Las instalaciones permiten aprovechar un caudal máximo de 7,5 m³/s, aunque el caudal concedido es de 5 m³/s (CAPADR, 2023).

El trasvase Guadiaro-Guadalete consiste en un túnel de 14 km de longitud que permite derivar las aguas del río Guadiaro desde el azud de las Buitreras hasta el embalse de los Hurones, cerca de Ubrique, en la cuenca del río Guadalete. Las normas de explotación establecen que el volumen anual máximo a trasvasar es de 110 hm³/año y que el trasvase solo puede activarse si el caudal del Guadiaro en el punto de derivación es superior a 6 m³/s. Desde su entrada en funcionamiento en el año 2000, el volumen anual medio transferido a la cuenca del Guadalete ha sido de 36 hm³/año (CAPADR, 2023).

Por otra parte, las observaciones realizadas *in situ* y las indicaciones de personas conocedoras de la zona permiten concluir que a lo largo de la garganta de las Buitreras existen varios sumideros, tanto en el lecho del río Guadiaro como en la parte final de los principales barrancos tributarios (garganta de la Pulga). Del trabajo de Martín-Rodríguez *et al.* (2018) y de los registros de caudal en la Estación de Cortes se deduce que el caudal máximo que infiltran los sumideros debe ser del orden de 0,9 m³/s y que el caudal medio infiltrado durante el periodo de estudio es de unos 0,65 m³/s (20,5 hm³/año).

Registros de caudal en las estaciones de aforo de la red oficial

Para la estimación de los caudales que surgen por el manantial del Charco del Moro durante el periodo 2011-2023 se parte de la diferencia entre las estaciones de aforo de San Pablo de Buceite (E11) y de la Estación de Cortes (E103), situadas, respectivamente, 13 y 6 km aguas abajo y arriba de la surgencia. A esta diferencia habría que restarle los aportes procedentes de la escorrentía superficial que se

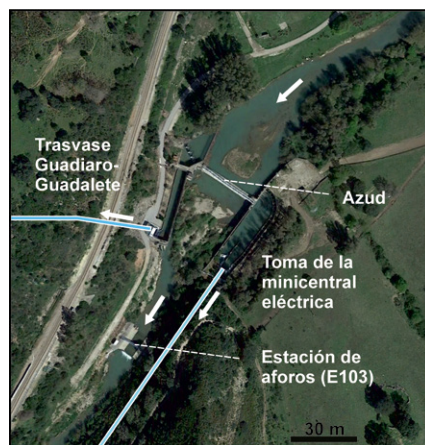


Fig. 2.- Obras hidráulicas en el azud de las Buitreras (río Guadiaro).

Fig. 2.- Hydraulic works in the Buitreras weir (Guadiaro River).

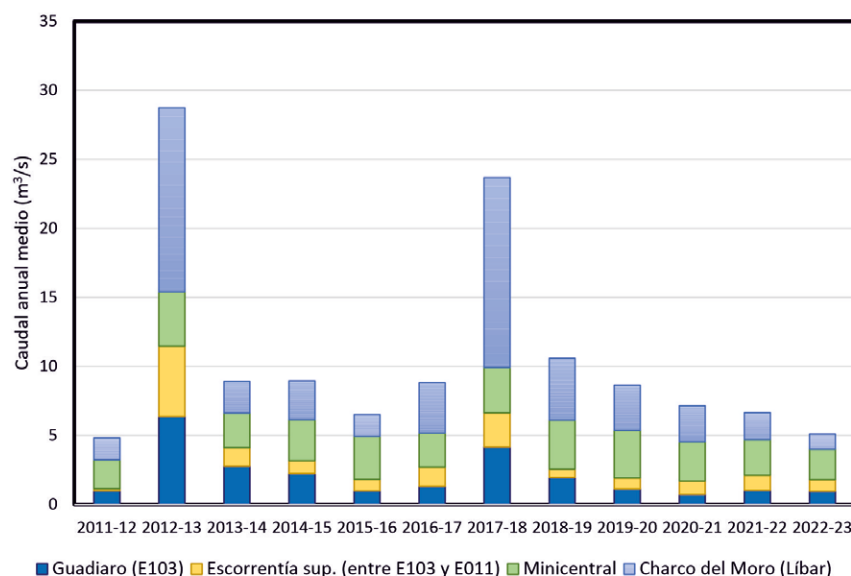


Fig. 3.- Principales aportes al río Guadiaro en la estación de aforos de San Pablo de Buceite (E11), calculados a partir de los registros históricos de caudal. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Main contributions to the Guadiaro River at the San Pablo de Buceite gauging station (E11), calculated from historical flow records. See color figure in the web.

produce en el territorio que vierte hacia el río Guadiaro entre las dos estaciones de aforo y la descarga de la minicentral de las Buitreras, puesto que este caudal no se registra en la Estación de Cortes y sí en la de San Pablo de Buceite (Fig. 3).

El cálculo de las aportaciones que se produce en los 143 km² de superficie del territorio existente entre las dos estaciones de aforos del río Guadiaro (E11 y E103) se ha realizado por extrapolación de los datos de la vecina cuenca del río Hozgarganta, situada al oeste. El caudal del río Hozgarganta se controla en la estación de aforos de Jimena de la Frontera (E9), cuya cuenca vertiente es de 225 km². Durante los 12 años estudiados el caudal medio fue de 2,2 m³/s, lo que representa una lluvia útil media de 304 mm/año. Extrapolando esta cifra, se puede estimar una aportación procedente de la lluvia útil en el territorio comprendido entre las estaciones E11 y E103 de 44 hm³/año, equivalentes a un caudal medio de unos 1,4 m³/s.

Las descargas de la minicentral de las Buitreras se han estimado considerando que la concesión es de 5 m³/s y que se trata de una estación de tipo fluyente, es decir, que los caudales captados dependen del caudal del río en el punto de toma. El análisis de los caudales en la estación de San Pablo de Buceite (E11) permite concluir que el 65 % de los días el caudal es inferior a 6 m³/s y que, en estos días, el caudal medio es de unos 2 m³/s. De esta manera, se puede estimar que el caudal medio de descarga de la minicen-

tral eléctrica es de 3 m³/s, equivalentes a 95 hm³/año. Estas cifras son coherentes con el salto bruto de la minicentral (124 m), con la potencia instalada (4800 kW) y con la producción eléctrica durante los años 1984-2004, que tuvo un valor anual medio de 18400 MWh (Ruiz-Orive, 2005).

Durante el periodo de estudio, en la estación de aforos E103 se registró una aportación y un caudal medios de 65 hm³/año y 2,05 m³/s, respectivamente. Si se añaden 36 hm³/año del trasvase Guadiaro-Guadalete y 95 hm³/año de la toma de la minicentral eléctrica, en régimen natural, la aportación del río Guadiaro en este punto sería de unos 196 hm³/año (unos 6,2 m³/s).

Aguas abajo del Charco del Moro, en la estación E11, la aportación y caudal medios fueron de 338 hm³/año y de 10,7 m³/s, respectivamente. En régimen natural, a estas cifras habrían que añadirle los 36 hm³/año del trasvase Guadiaro-Guadalete, con lo que la aportación media sería de 374 hm³/año y el caudal medio de 11,8 m³/s.

Discusión y conclusiones

De acuerdo con los resultados de este trabajo, para el periodo 2011-2023, en régimen natural, la aportación en la estación E103 sería de unos 196 hm³/año y en la estación E11 de unos 374 hm³/año. Puesto que las aportaciones de la cuenca vertiente existente entre ambas estacio-

nes ha sido cifrada en 44 hm³/año, los aportes subterráneos al manantial del Charco del Moro procedentes de la sierra de Líbar se estiman en 134 hm³/año. Para calcular la descarga total del manantial del Charco del Moro habría que considerar también la contribución de los sumideros del cañón de las Buitreras, en una primera estimación, cifrados en cerca de 21 hm³/año. En definitiva, la aportación total del manantial se estima en 155 hm³/año, equivalentes a un caudal medio de unos 4,9 m³/s.

Estas cifras son algo superiores a las que se deducen del plan hidrológico de las cuencas mediterráneas andaluzas (CAPADR, 2023). En este documento, para el periodo 1940-2018, se han calculado unos recursos hídricos de 217 hm³/año para la masa de agua superficial "Guadiaro Montejaque-Cortes" y de 380 hm³/año para la masa de agua "Guadiaro Buitreras-Corchado", lo que implicaría una descarga procedente de la sierra de Líbar de 117 hm³/año por el manantial del Charco del Moro. Para el periodo 2011-2018, los recursos hídricos en las dos masas de agua anteriores se estiman en 170 hm³/año y de 310 hm³/año, respectivamente. En este último caso, la descarga por el manantial, sin los aportes de los sumideros, sería de unos 103 hm³/año.

En cambio, son valores significativamente más elevados que las ofrecidos en trabajos previos. En el Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga (IGME-DM-UMA, 2007) se asigna al manantial un caudal medio de 0,5 m³/s. Durante el año hidrológico 2016-17, Martín-Rodríguez *et al.* (2018) estimaron un caudal medio de 1,85 m³/s a partir de las medidas de nivel del agua realizadas en el cauce por encima y por debajo de la zona de surgencia y del cálculo de las correspondientes curvas de gastos.

Para explicar los caudales del manantial del Charco del Moro hay que admitir que el área de recarga incluye, no solo la parte suroccidental de la sierra de Líbar y la cuenca del arroyo de los Álamos (Andreo *et al.*, 2004), sino también la mayor parte de la sierra del Endrinal. De hecho, dado el escaso caudal relativo de los manantiales directamente relacionados con la sierra del Endrinal, en trabajos previos (Sotelo, 2003; Martín-Rodríguez *et al.*, 2016) se dedujo la posible existencia de salidas ocultas de agua subterránea hacia la sierra de Líbar.

En la figura 3 se aprecia que los aportes calculados procedentes de la sierra

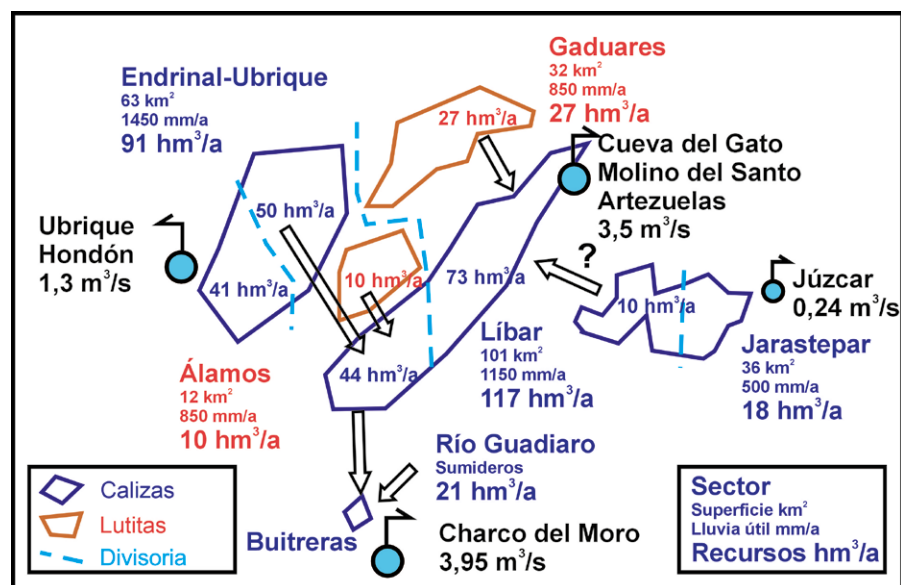


Fig. 4.- Modelo conceptual de los acuíferos subbéticos de la cuenca alta del río Guadiaro.
Fig. 4.- Conceptual model of the subbetic aquifers of the upper Guadiaro River basin.

de Líbar presentan importantes diferencias entre los años hidrológicos 2012-13 y 2017-18 (ca. 13,5 m³/año) y los años restantes (ca. 2,6 m³/año). Resulta difícil asumir que el valor medio de la descarga se multiplique por cinco si se considera que la precipitación en Grazalema para dichos años fue de unos 2500 mm/año y de 1500 mm/año, respectivamente.

En la figura 4 se presenta una propuesta de modelo hidrogeológico conceptual del sistema del Charco del Moro y de los acuíferos subbéticos. En dicho modelo, se ha considerado que los aportes al manantial procedentes de la sierra de Líbar en los años hidrológicos 2012-13 y 2017-18 fue de 220 hm³/año (7 m³/s), una cifra más en consonancia con los datos del plan hidrológico y de los registros de precipitación en Grazalema.

Para la estimación de los valores de la lluvia útil, se han analizado los registros de precipitación y los balances realizados en los antecedentes bibliográficos (Sotelo, 2003; IGME-DM-UMA, 2007; Martín-Rodríguez *et al.*, 2016) y se han tenido en cuenta las diferencias litológicas entre las sierras subbéticas calizas y las cuencas endorreicas del río Gaduares y del arroyo de los Álamos, de naturaleza arcillosa. Para las sierras de Endrinal y Ubrique, más occidentales, se ha considerado una lluvia útil de 1450 mm/año, para la sierra de Líbar de 1150 mm/año y para las cuencas del Gaduares y del arroyo de los Álamos de 850 mm/año.

El ajuste de los balances hídricos implica asumir que las aguas del manantial del Charco del Moro proceden de:

a) Los recursos hídricos transferidos desde la sierra del Endrinal a la parte meridional de la sierra de Líbar. Se estiman en 50 hm³/año, un valor sensiblemente superior a los 31 hm³ que calcularon Martín-Rodríguez *et al.* (2016).

b) En torno al 38 % de la recarga difusa que se produce en la sierra de Líbar, estimada en 44 hm³/año.

c) Escorrentía superficial generada en la cuenca del arroyo de los Álamos e infiltrada en su casi totalidad por el sumidero de la sima del Republicano. Se estima en 10 hm³/año.

d) Infiltración en los sumideros de la garganta de las Buitreras, estimada en 21 hm³/año.

A pesar de la incertidumbre derivada del desconocimiento de la fiabilidad de los datos registrados en las estaciones de aforo, parece muy probable que el manantial del Charco del Moro sea el más caudaloso de Andalucía. Posiblemente el caudal medio sea cercano a los 4 m³/s y en torno al 85 % de este caudal proceda de la recarga de la parte meridional y occidental del acuífero de la sierra de Líbar y de la mayor parte del acuífero de la sierra del Endrinal. El resto del caudal del manantial, unos 0,6 m³/s, procedería de la infiltración en el lecho fluvial del río Guadiaro y alguno de sus tributarios a su paso por la garganta de las Buitreras.

De ser correcta esta hipótesis, habría que admitir un área de recarga en las sierras de Líbar y Endrinal con una superficie de unos 83 km² y una tasa de recarga próxima a 1250 mm/año. Esta hipótesis, *a priori*, no parece ser contradictoria con los regis-

tros existentes en las estaciones meteorológicas de dicha área (ca. 1500 mm/a en Villaluenga del Rosario y Cueva de la Pileta y ca. 2000 mm/a en Grazalema). En cualquier caso, para corroborar estos resultados sería precisa la revisión y comprobación de las curvas de gasto de las estaciones de aforo del río Guadiaro y disponer de datos de precipitación en las cumbres de las sierras de Líbar y del Endrinal.

Agradecimientos

Los autores agradecen sinceramente a Antonio González Ramón y a un revisor anónimo sus comentarios y sugerencias.

Referencias

- Andreo, B., Vadillo, I., Carrasco, F., Neukum, C., Jiménez, P., Goldscheider, N., Hötzel, H., Vías, J.M. y Pérez, I. y Göppert, N. (2004). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 17(3-4), 187-197.
- CAPADR (2023). *Demarcación Hidrográfica Guadalete-Barbate. Plan hidrológico. Revisión de tercer ciclo (2022-27)*. Consejería de Agricultura, Pesca, Agua y Desarrollo Rural. Junta de Andalucía.
- IGME-DM-UMA, (2007). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Tomo 2*. Instituto Geológico y Minero de España, Diputación de Málaga y Universidad de Málaga, 220 p.
- Martín-Rodríguez, J.F., Sánchez-García, D., Mudarra, M., Andreo, B., López-Rodríguez, M. y Navas, M.R. (2016). En: *Las aguas subterráneas y la planificación hidrológica* (L. Martínez-Cortina y P. Martínez-Santos, Eds.). Congreso hispano-luso sobre las aguas subterráneas en el Segundo Ciclo de Planificación Hidrológica, 163-170.
- Martín-Rodríguez, J.F., Mudarra, M., Andreo, B., De la Torre, B., Gil-Márquez, J.M., Martín-Arias, J., Nieto, J.M., Prieto, J. y Rodríguez-Ruiz, M.D. (2018). En: *Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs* (C. Bertrand, S. Denimal, M. Steinmann, M y P. Renard, Eds.). Springer, 101-108.
- Ruiz-Orive, A. (2005). *Metodología para la Elaboración de Planes de Operación de Centrales Hidráulicas en condiciones de explotación normal y su aplicación a la Central de Buitreras*. Proyecto Fin de Carrera, Univ. de Sevilla. 194 p.
- Sotelo, (2003). *Estudio hidrogeológico de la sierra de Líbar (Cádiz-Málaga)*. Proyecto Fin de Carrera, Univ. Pablo de Olavide. 87 p.

Análisis fisicoquímico e isotópico de tres manantiales del nacimiento del río Guardal (Sierra Seca, SE de España)

Physicochemical and isotopic analysis of three springs of Guardal River sources (Sierra Seca, SE Spain).

Antonio González-Ramón^{1*}, Carmen Martín Ruiz², Antonio L. Morales González³, Jorge Jódar Bermúdez¹, Francisco Moral Martos⁴ y Rosario Jiménez Espinosa³

¹ Instituto Geológico y Minero de España-CSIC; antonio.gonzalez@igme.es; j.jodar@igme.es

² Estudiante de Master Univ. de Granada e Instituto del Agua; mc.carmen.fly@gmail.com

³ Universidad de Jaén, lmorales@ujaen.es; respino@ujaen.es

⁴ Universidad Pablo Olavide, Sevilla, fmormar@upo.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Three springs discharge on the eastern slope of the Sierra Seca karst aquifer, which, despite being in the same environment, have different characteristics. Based on physicochemical and isotopic data, these characteristics are studied to highlight the differences between them. The one located at the highest elevation, Fuente Alta, has the highest average flow and less mineralized waters and is related to Lower Cretaceous carbonates. The one with the lowest flow, Fuente de Enmedio, is at the lowest elevation with less mineralized waters than the one with intermediate flow, La Natividad, despite the fact that both drain the same aquifer formed by Upper Cretaceous carbonates. In addition, its physicochemical and isotopic characteristics suggest that it drains mixtures of waters from the two Cretaceous aquifers. The Natividad drains the most mineralized waters and with heavier isotopic values, at the onset of floods due to the "piston effect", which is not observed in the other two springs. The lightest isotopic values are observed in the two springs with the highest flow associated with an episode of sudden snowmelt. The data suggest that the surface of the recharge area outcrops at similar average elevations, although slightly higher in Fuente Alta.

Key-words: karst aquifer, isotopes, piston effect, recharge elevation, water mixtures.

RESUMEN

En la ladera oriental del acuífero kárstico de Sierra Seca descargan tres manantiales que, pese a localizarse en un mismo entorno, presentan características diferenciadas. A partir de datos fisicoquímicos e isotópicos se estudian estas características para resaltar las diferencias entre ellos. El situado a mayor cota, Fuente Alta, es el de mayor caudal medio y aguas menos mineralizadas y se relaciona con carbonatos del Cretácico inferior. El de menor caudal, Fuente de Enmedio, también es el que surge a menor cota con aguas menos mineralizadas que el de caudal intermedio, la Natividad, pese a que ambos drenan un mismo acuífero formado por carbonatos del Cretácico superior. Además, sus características fisicoquímicas e isotópicas sugieren que drena mezclas de aguas procedentes de los dos acuíferos cretácicos. La Natividad drena las aguas más mineralizadas y con valores isotópicos más pesados, al inicio de las crecidas por "efecto pistón", que no se observa en los otros dos manantiales. Los valores isotópicos más ligeros se observan en los dos manantiales de mayor caudal asociados a un episodio de brusco deshielo. Los datos sugieren que la superficie del área de recarga aflora a cotas medias similares, aunque ligeramente más elevadas en Fuente Alta.

Palabras clave: acuífero kárstico, isótopos, efecto pistón, cota de recarga, mezclas de aguas.

Geogaceta, 76 (2024), 63-66

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104480>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Los manantiales de las Fuentes del Guardal se sitúan en la ladera oriental de Sierra Seca (Moral 2005; González-Ramón et al., 2022). La sierra se localiza al NE de la provincia de Granada (Fig. 1) y sus crestas se alinean en dirección NE-SO, formando la línea divisoria del valle del río Castril (parte O) y del río Guardal (parte E). Los puntos más elevados superan los 2100 m; a una altitud de 1139 m, se localiza la Fuente Alta (FA). A cotas inferiores se encuentran La Natividad (Nat) (1088 m) y la Fuente de Enmedio (FeM) (1081 m). El manantial localizado

a cota superior es el de mayor caudal medio anual, FA, con 493 L/s (oct 2019/oct 2022), mientras que el menos caudaloso es el localizado a cota inferior, FeM, con 36 l/s, Nat presenta un caudal similar (430 l/s), pero algo inferior a FA.

El área de recarga de los manantiales de FA y Nat se relaciona con carbonatos del Cretácico inferior y del Cretácico superior, respectivamente (García-Hernández, 1979). Ambas formaciones constituyen sendos acuíferos separados por un paquete poco potente de margas y margocalizas (Fig.1). Los ensayos de trazadores indican que en el manantial de FeM surgen aguas infiltradas en

el lecho del río por donde circula el agua drenada por FA mezclada con agua infiltrada en el tramo de carbonatos del Cretácico superior (Morales-González et al., 2021; 2023).

Los tres manantiales estudiados, aunque surgen en un contexto hidrogeológico similar, presentan unas características diferenciadas y singulares que pueden ser rastreadas a partir de las especies químicas disueltas en el agua y de sus valores isotópicos. Por tanto, los objetivos de este artículo son identificar las similitudes y diferencias entre los manantiales y tratar de evaluar las cotas de las áreas de recarga a cada manantial.

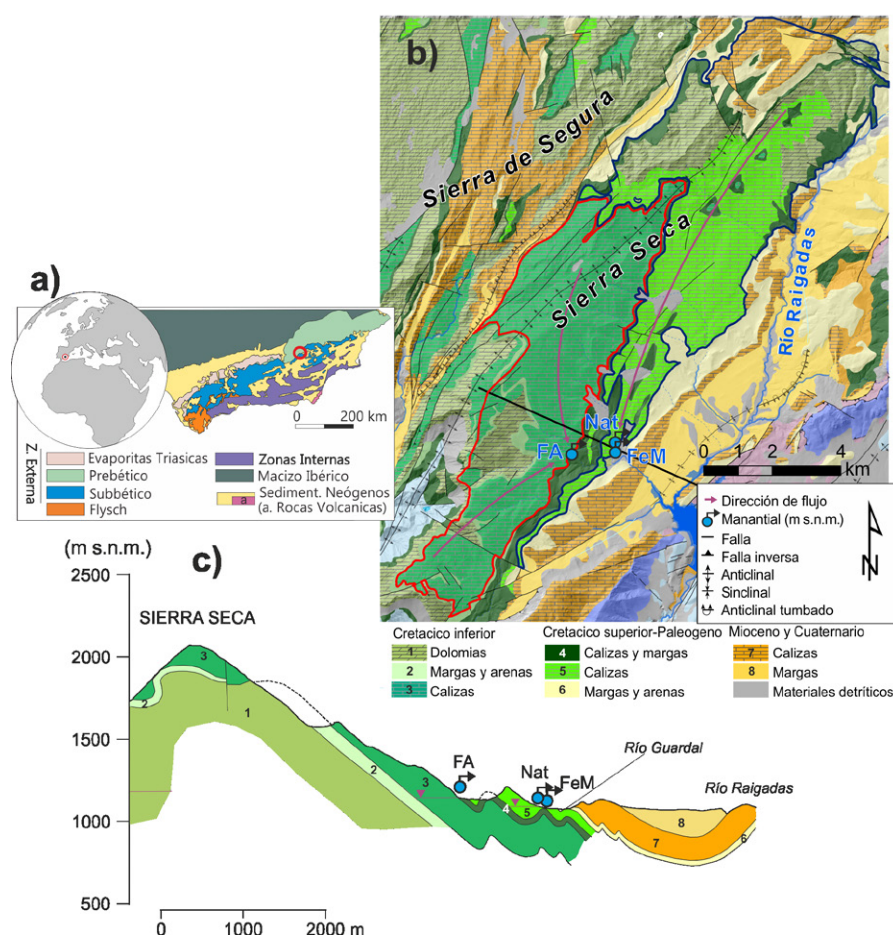


Fig. 1.- Contexto geográfico y geológico de las Fuentes del Guardal. Cartografía GEODE (www.igme.es). Abajo: Corte hidrogeológico. Modificado de González-Ramón *et al.*, 2022. Ver figura en color en la web.

Figure 1: Geographical and geological context of the Fuentes del Guardal. Cartography GEODE (www.igme.es). Down: Hydrogeological cross section. Modified from González-Ramón *et al.*, 2022. See color figure in the web.

Materiales y métodos

Entre enero y mayo de 2021 se realizaron 8 campañas de muestreos en los tres manantiales con una periodicidad de unos 15 días.

El análisis de las muestras de agua se realizó en los laboratorios de la Universidad de Jaén. Las concentraciones de los componentes químicos mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- y SO_4^{2-}) disueltos en las aguas, se determinaron por cromatografía iónica (METROHM® 50Professional IC 850), con una precisión de $\pm 2\%$.

El estudio isotópico se ha realizado a partir de 56 muestras recogidas entre 2018 y 2021. Los isótopos ambientales $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas se realizaron en la Universidad de Almería usando un analizador láser de isótopos: PICA-RRO™ CRDS L2120-i para isótopos O y H. Los datos de isótopos para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se refieren al estándar V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), de la

Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA). La precisión de las medias de isótopos fue de $\pm 0,1\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$.

Resultados y discusión

Características fisicoquímicas

Todas las aguas analizadas tienen facies bicarbonatada cálcica (Fig. 2A) con valores de HCO_3^- comprendidos entre 225 mg/L y 335 mg/L, de Ca^{2+} entre 56 mg/L y 87 mg/L y con un menor contenido en Mg^{2+} entre 6 mg/L y 16 mg/L. Presentan contenidos muy bajos en Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ y K^+ , lo que sugiere que son aportados principalmente por la precipitación y su posterior concentración en el suelo.

Las principales variaciones aparecen en el HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SO_4^{2-} (Fig. 2). En Nat se observa la mayor concentración de todos los iones a excepción del SO_4^{2-} , que presenta mayor concentración media en FeM (5,07 mg/L frente a 4,99 mg/L

en Nat y 4,55 mg/L en FA) si bien el máximo aparece en Nat (10,4 mg/L). Las concentraciones más bajas las presenta FA.

La variación que se observa en el Mg^{2+} (Fig. 2B) puede estar ligada a los episodios de descarga de aguas con distintos periodos de retención en el acuífero. El pico de 16,13 mg/L de Mg^{2+} recogido en mayo en Nat puede deberse a la salida de aguas con mayor tiempo de residencia tras un episodio súbito de recarga, debido al empuje de las aguas de circulación rápida que provocarían primero la expulsión de aguas almacenadas en zonas profundas del acuífero (efecto pistón) (Morales-González, *et al.*, 2023).

Las variaciones de SO_4^{2-} (Fig. 2C) se asocian a la variabilidad del caudal (Q), con valores más elevados en aguas bajas y menores en las crecidas. Las diferentes relaciones entre las variaciones del caudal y de los compuestos iónicos muestran la existencia de diferencias en el comportamiento de los acuíferos asociados a cada uno de los manantiales.

La figura 3A muestra el ACP de casos y variables en el plano de los factores I y II, que explican más del 60% de la varianza, con un peso del 41% para el factor I y del 22% para el factor II. El factor I representa la mineralización total, con todas las variables con pesos parecidos excepto Q y SO_4^{2-} , que son explicados por el factor II. Los dos factores permiten diferenciar claramente el manantial Nat, con aguas más mineralizadas, de los otros dos. En el primer caso, se observa como las muestras de Nat se encuentran dispersas en la parte derecha del gráfico mientras los valores de los otros manantiales predominan en el lado izquierdo. El factor II permite diferenciar aguas con bajo contenido en SO_4^{2-} y elevado Q, que representa la llegada a los manantiales de aguas de circulación rápida por los acuíferos y, por tanto, corto tiempo de residencia en contacto con las rocas.

En la figura 3B se muestra el ACP en el plano de los factores I y III, este último explica el 13,5% de la varianza y está influenciado especialmente por Q y SO_4^{2-} , por un lado, y Na^+ por otro. Explica, por tanto, la presencia de aportes litológicos de Na^+ en Q bajos, posiblemente debidos a la presencia de sales sódicas o feldspatos en los niveles de arenas intercalados entre las formaciones carbonatadas cretácicas.

Por último, en la figura 3C, se muestra el ACP en el plano de los factores I y IV, este último explica un 10% de la varian-

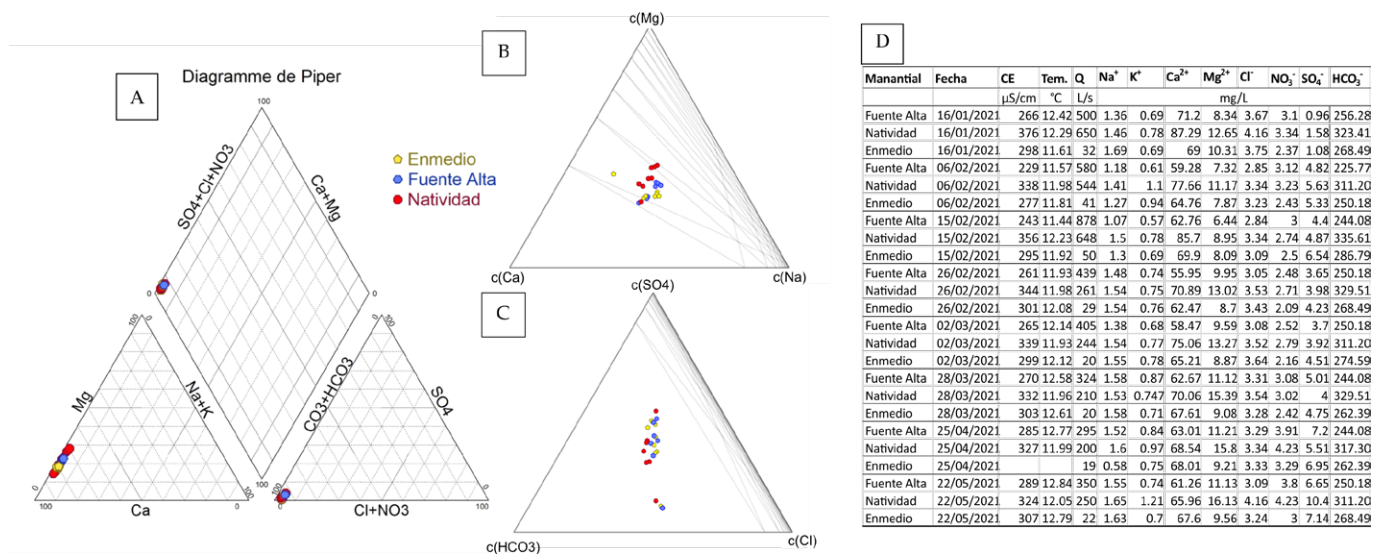


Fig. 2.- A) Diagrama de Piper de las muestras estudiadas. B) Diagrama ternario de cationes con ejes logarítmicos. C) Diagrama ternario de aniones con ejes logarítmicos. D) Tabla de datos físico-químicos de los manantiales muestreados. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Piper diagram of the samples studied. B) Ternary diagram of cations with logarithmic axes. C) Ternary diagram of anions with logarithmic axes. D) Table of physico-chemical data of the sampled springs. See color figure in the web.

za total y está influenciado casi exclusivamente por Q, lo que permite una clara diferenciación entre los tres manantiales. Por una parte, agrupa a las aguas de FA, menos mineralizadas y de mayor Q que el resto, por otra a las aguas de Nat con un Q ligeramente inferior, pero con mayor mineralización y finalmente que las aguas de FeM, cuyo Q es el más bajo, pero con una mineralización similar a la de las aguas de circulación lenta de FA.

Isótopos

En la figura 4 se han representado las muestras de los tres manantiales junto a las líneas meteóricas mundial (LMM) del Mediterráneo occidental (LMWM)

y del Guadiana Menor (LMGM) (Fernández Chacón, *et al.*, 2010). Respecto a FA, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran entre -8.29‰ y -9.46‰, mientras que, en el caso de $\delta^2\text{H}$, el contenido isotópico varía entre -53.77‰ y -60.58‰. En el caso de FeM esas variaciones están comprendidos entre -8.45‰ y -8.96‰ para el $\delta^{18}\text{O}$, y entre -55.72‰ y -57.92‰ para $\delta^2\text{H}$.

Los datos muestreados se alinean con la LMWM, Con excepción de aquellos que presentan los valores más ligeros en Nat y FA, que se alinean con la LMGM y con los más pesados en Nat que se acercan a la LMM. Estos últimos corresponden a datos muestreados durante una crecida registrada en febrero de 2021 y

representan aguas almacenadas en el acuífero con un largo periodo de residencia expulsadas por "efecto pistón". En cambio, las aguas más ligeras analizadas en Nat y FA se muestrearon en una crecida generada por un brusco deshielo en las cumbres de Sierra Seca. En general las aguas de Nat y FA se agrupan en una misma zona, aunque con una tendencia a valores más pesados en Nat, lo que indica que las cuencas de recepción presentan cotas ligeramente inferiores en la que alimenta a la Nat.

Los valores isotópicos de FeM son más uniformes y similares a los de Nat, al contrario de lo que ocurre con su quimismo, que se asemeja más al de FA. Presenta pues similitudes con ambos manantiales.

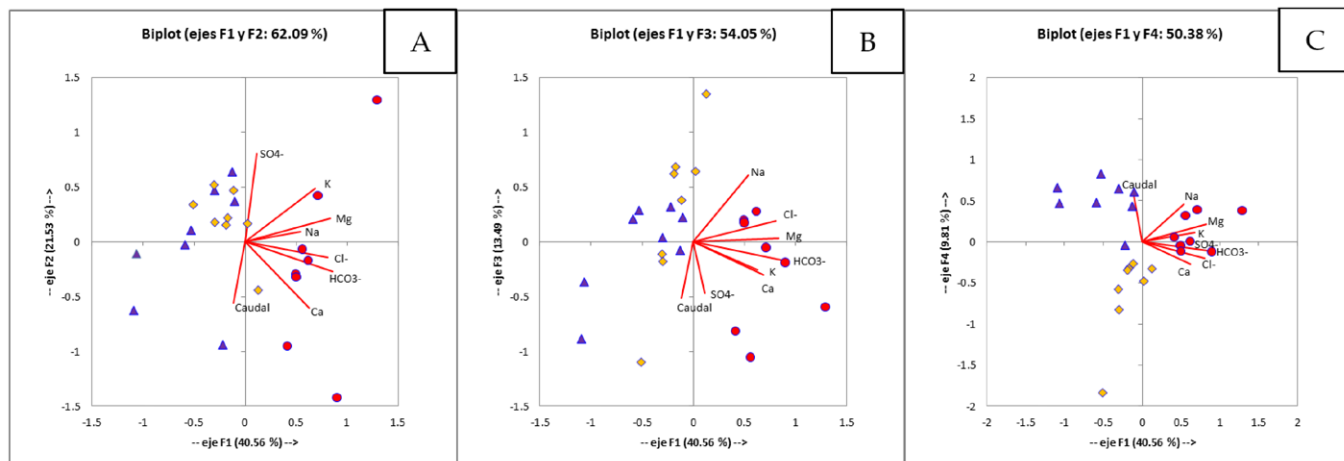


Fig. 3.- Análisis de Componentes Principales de las variables y casos considerados. Fuente Alta: triángulos azules; Natividad: círculos rojos; Enmedio: rombos amarillos. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Principal Component Analysis of the variables and cases under consideration Fuente Alta: blue triangles; Natividad: red circles; Enmedio: yellow diamonds. See color figure in the web.

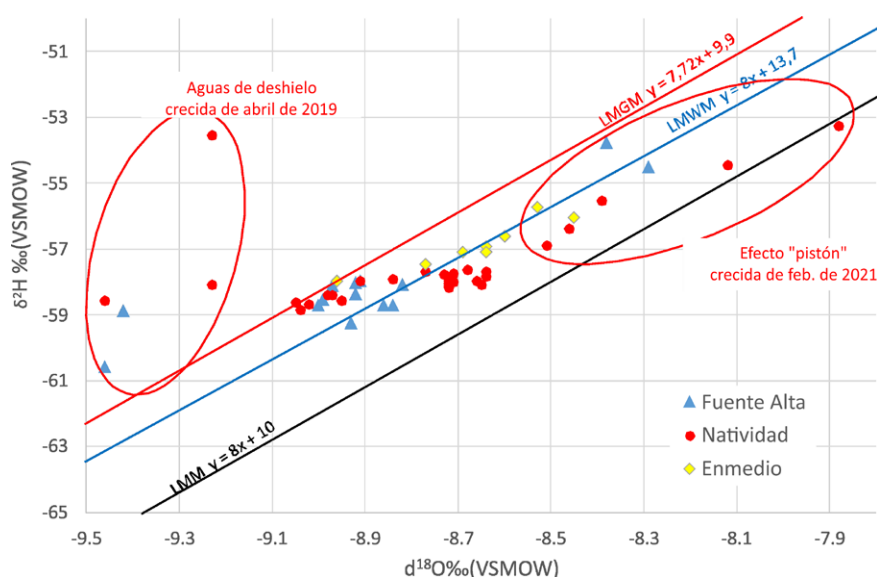


Fig. 4.- Relación $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ para las muestras procedentes de Fuente Alta, Natividad, Enmedio.
Fig. 4.- Ratio $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ for samples from Fuente Alta, Natividad, Enmedio.

Conclusiones

Los tres manantiales estudiados, pese a encontrarse en un entorno cercano, presentan unas características fisicoquímicas e isotópicas bien diferenciadas. FA, es el de mayor Q, de menor mineralización y donde los valores isotópicos son más ligeros. Nat es el más mineralizado, más incluso que FeM, que surge en los mismos carbonatos, a escasa distancia y a menor cota. Esto se explica porque drena una mezcla de aguas infiltradas en el propio acuífero en el que surge, junto a otras infiltradas en el cauce del río proveniente de FA. Por esta razón ambos manantiales presentan una mayor similitud fisicoquímica. Los isótopos muestran una mezcla entre las aguas drenadas por ambos acuíferos.

En Nat se observa un marcado efecto pistón, no tan evidente en FA, pese a existir un contexto hidrogeológico similar en la tipología de ambos manantiales. Esto se debe a que, en FA, durante las crecidas se activan *trop pleins* por donde surge agua, justo antes de alcanzar el nivel saturado, por conductos que son

cavidades penetrables (González Ramón *et al.*, 2022), lo que enmascara la posible existencia de ese efecto pistón en el manantial permanente.

Los datos isotópicos también ponen de manifiesto una cota del área de recarga similar en los dos manantiales principales, aunque ligeramente superior en FA.

Contribución de los autores

El artículo ha sido escrito por AGR y CMR con la colaboración del resto de autores. Los datos de campo han sido recopilados por AGR y AMG. Las figuras 1, 3 y 4 han sido realizadas por AGR y la 2 por CMR.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del TFM realizado por CMR en el Máster Universitario en Técnicas y Ciencias de la Calidad del Agua (IDEA). Parte de la información utilizada procede del Convenio de Colaboración entre el IGME y la Diputación Provincial de Granada, y la Universidad

de Jaén a través de la tesis doctoral sobre los acuíferos actuales, que se está realizando dentro del proyecto NMR-306. Este trabajo también ha sido apoyado por las becas extraordinarias de excelencia «Severo Ochoa» IGME-CSIC (AE-CEX2021). Nos gustaría agradecer a los Proyectos FEDER-UJA 2020 ref.1380934, PAIDI JA P20-0090 y PAIDI JA RNM 325 por su apoyo económico. Un agradecimiento especial a la piscifactoría de Las Fuentes y a sus trabajadores, y a Fernando Gázquez de la Universidad de Almería por los análisis isotópicos

Referencias

- García-Hernández, M., 1978. *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 344 p.
- Fernández-Chacón F., Benavente J., Rubio-Campos J.C., Kohfahl C., Jiménez J., Meyer H., Hubberten H., Pekdeger A. (2010). *Hydrol Process* 24(10),1343–1356. <https://doi.org/10.1002/hyp.7597>
- González-Ramón, A., Morales-González, A.L., Martos-Rosillo, S., Moral-Martos, F., Gea-López, D.R., Pérez-Martínez, P., Molina Molina, I., Peinado, T. y Alcaín, G. (2022). *18th International Congress of Speleology*. Vol. III - Karstologia Mémoires n°23, 57-60.
- Moral, F., (2005). *Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Tesis Doctoral, Univ. Pablo de Olavide, Sevilla, 580 p.
- Morales-González, A.L., Jódar, J., González-Ramón, A., Jiménez-Espinosa, R. y Moral-Martos, F., (2021). *Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas Comunicaciones*, 107-108.
- Morales-González, A.L., González-Ramón, A., Jiménez-Espinosa, R., Jódar, J., Moral-Martos, F., López-Chicano, M., (2023). XI Simposio del agua en Andalucía. Granada. 1341-1354.

Patrones de ventilación estacional en Cueva Larga (Sierra de los Filabres, Almería, SE España)

Seasonal ventilation patterns in Larga cave (Sierra de los Filabres, Almería, SE Spain)

Elvira Ruiz-Caballero^{1,*}, Fernando Gázquez^{1,2}, Ángel Fernández-Cortés^{1,2} y José María Calaforra^{1,2}

¹Grupo de Recursos Hídricos y Geología Ambiental. Departamento de Biología y Geología. Universidad de Almería. Crta de Sacramento sn. La Cañada de San Urbano. 04120. Almería. España. erc250@ual.es; f.gazquez@ual.es; acortes@ual.es; jcalafor@ual.es

²Centro Andaluz para el Cambio Global – Hermelindo Castro. Edificio CITE V, Universidad de Almería, 04120 Almería, España.

*Corresponding author

ABSTRACT

Speleothems are useful archives for paleoclimate reconstructions. However, environmental monitoring of cave atmosphere is necessary to understand underground ventilation dynamics, ensuring accurate interpretation of geochemical results obtained from stalagmites. This study focuses on the environmental monitoring of Cueva Larga (Sierra de los Filabres, Almería). Both the external (rainfall and temperature) and the in-cave atmosphere (temperature, relative humidity, CO₂, CH₄ and ²²²Rn contents) were monitored over a one-year period. The cave was highly ventilated over the monitoring period, as shown by relatively low levels of ²²²Rn (~ 160 Bq/m³) and CO₂ (~ 490 ppm). However, we observed that intervals of less ventilation occur (²²²Rn up to 300 Bq/m³), coinciding with high relative humidity conditions. This is due to the low convective air circulation and the partial saturation of fractures in the cave ceiling, resulting in decreased exchange of gases with the exterior.

Keywords: cave monitoring, cave ventilation, radon, methane.

RESUMEN

Los espeleotemas son una herramienta útil para investigar el clima del pasado. Sin embargo, la monitorización ambiental de la atmósfera de las cuevas es fundamental para una mejor interpretación de los resultados geoquímicos de estalagmitas. Este estudio se centra en la monitorización ambiental de Cueva Larga (Sierra de los Filabres, Almería). Se ha monitorizado tanto el ambiente exterior (lluvia y temperatura) como la atmósfera interna de la cueva (temperatura, humedad relativa, concentración de CO₂, CH₄, ²²²Rn) durante un periodo de un año. La tasa de ventilación fue relativamente alta durante todo el año, tal y como indican los valores bajos de ²²²Rn (~ 160 Bq/m³) y CO₂ (~ 490 ppm) del aire. Sin embargo, se observan periodos donde la ventilación es relativamente baja, caracterizada por valores elevados de ²²²Rn y alta humedad relativa del aire subterráneo. Esto se debe a la baja circulación convectiva del aire en estos periodos y a que las fracturas del techo de la cavidad se saturan parcialmente con agua, reduciéndose así el intercambio de gases con el exterior.

Palabras clave: monitorización de cuevas, ventilación de cuevas, radón, metano.

Geogaceta, 76 (2024), 67-70

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104506>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

Los espeleotemas son una pieza fundamental de los estudios paleoclimáticos actuales. Los isótopos estables de oxígeno y carbono del carbonato espeleotémico se pueden utilizar para reconstruir las condiciones hidroclimáticas y las temperaturas ambientales en el momento de su formación (McDermott, 2004). Sin embargo, la interpretación de la señal isotópica es compleja, ya que depende de factores externos como la localización geográfica, así como de factores internos como la morfología de la cavidad, la fracturación de la roca o la ventilación de la atmósfera interna (Mattey *et al.* 2015).

El sur de la península Ibérica presenta un gran interés desde el punto de vista paleoclimático, ya que es muy susceptible a cambios climáticos tanto globales como regionales (Martegani *et al.*, 2023; Gar-

cía-Alix *et al.*, 2022). Las series paleoclimáticas obtenidas a partir de espeleotemas, aun escasas en esta región, contribuirán a mejorar el conocimiento sobre el clima del pasado en el Mediterráneo occidental. Entender las características y dinámica de la atmósfera subterránea, así como las interacciones químicas entre el aire, el agua y la roca, puede facilitar las interpretaciones de las series geoquímicas obtenidas a partir de espeleotemas. Por ejemplo, el grado de ventilación de la atmósfera subterránea y su estacionalidad afectan a la tasa de precipitación de la calcita en las cuevas (Kowalczyk and Froelich, 2010), favoreciendo intervalos de mayor y menor crecimiento espeleotémico.

En este trabajo se investiga la estacionalidad en la ventilación de una cavidad kárstica en el sudeste ibérico, cuyos espeleotemas están siendo estudiados para reconstruir el paleoclima de esta región.

Área de estudio y descripción de la cueva

Cueva Larga se localiza en el área central de la Sierra de los Filabres, al sureste de la península Ibérica (Fig. 1A). Su entrada se encuentra a 1985 m. s.n.m. La cavidad se desarrolla en rocas carbonatadas (calizas y dolomías) del Triásico, pertenecientes a la formación superior del Complejo Alpujárride (Navarro Vázquez y Velendo Muñoz, 1979). Estas rocas presentan cierto grado de recristalización y pueden llegar a alcanzar los 300 m de potencia. La formación yace sobre una serie de filitas y cuarcitas permo-triásicas pertenecientes al mismo Complejo Alpujárride, que están afectadas por la tectónica extensional del Mioceno (Martínez-Martínez and Azahón, 2002). En algunas zonas del entorno esta tectónica puede afectar también a las rocas carbonatadas.

El clima en el entorno de la cavidad es de estepa fría según la clasificación de Köppen-Geiger (Chazarra Bernabé *et al.*, 2022) con temperaturas medias anuales en torno a 15 °C y precipitaciones poco abundantes, 170 mm/año de media en el periodo 2013-2023 (datos de estación meteorológica de la Sierra de los Filabres). La vegetación sobre la superficie de la cueva es escasa y los suelos son poco desarrollados, predominando el afloramiento de carbonatos con formas exokársticas.

La entrada de la cavidad está orientada hacia el sureste y da acceso a la sala principal a través de un pasaje descendente. Las galerías inferiores pueden alcanzar una profundidad de 45 m por debajo de la entrada, mientras que las superiores se encuentran a una altura máxima de 5 m por encima de la misma (Fig. 1B). La sala de los Gours localizada al noreste presenta un

espesor de roca del techo de unos 5 m. En el interior de la cueva se observan numerosos desprendimientos, que en ocasiones dificultan el paso a través de las galerías. Asimismo, se observan abundantes espeleotemas, incluyendo coladas, estalagmitas y estalactitas.

Metodología

En este estudio se ha monitorizado la temperatura, la humedad relativa y la concentración de los siguientes gases de aire del interior de la cavidad: radón (^{222}Rn), dióxido de carbono (CO_2) y metano (CH_4), entre el 14 de noviembre de 2022 y el 19 de diciembre de 2023. La estación de monitorización se instaló en las galerías superiores (Punto 1 en la Fig. 1B), en una zona elevada en la Sala de los Gours.

Las medidas de temperatura y humedad relativa (HR) se llevaron a cabo mediante un termo-higrómetro Tinytag TGP-4500 (< 0,01 °C y 0,1%, respectivamente) con una cadencia horaria. Para determinar la concentración de ^{222}Rn se utilizó un monitor Corentium Plus que mide en continuo mediante espectrometría alfa (*passive radon diffusion chamber*) las fluctuaciones en la concentración del ^{222}Rn , con un intervalo de registro de una hora y en un rango de 0 a 1000 pCi/L, con una precisión <9 % a 2.5 - 6.0 pCi/L y <6 % a >6.0 pCi/L. La concentración CO_2 también fue registrada cada hora con un monitor CO2log de Goodsell Systems, equipado con sensor NDIR con un rango de medición 400 ppm - 10.000 ppm y precisión +/- 30 ppm. El CO_2 a su vez, también fue medido junto a la concentración de CH_4 a partir de muestras de aire tomadas en bolsas Ritter de 1 litro durante muestreos puntuales en 4 localizaciones en el interior de la cavidad (Fig. 1B) y 2 puntos en el exterior. La concentración de los gases se determinó con un analizador Picarro G2201-i con una precisión de 200 ppb + 0.05 % de la medida (^{12}C) y 10 ppb + 0.05 % de la medida (^{13}C), en el caso del CO_2 , y 5 ppb + 0.05 % de la medida (^{12}C) y 1 ppb + 0.05 % de la medida (^{13}C), en el caso CH_4 .

Los datos de temperatura del exterior proceden de la página web de la estación meteorológica del Observatorio Astronómico de Calar Alto (www.caha.es), a 4,2 km de distancia de la cueva y la estación meteorológica de Sierra de los Filabres (www.redhidrosurmedioambiente.es), a 10 km de distancia (Fig. 1A).

Resultados

Temperatura y humedad relativa

La temperatura en la estación 1 osciló entre 10,2 y 14,2 °C, mientras que la temperatura del exterior varió entre 33 °C, alcanzados en julio y -8 °C, registrados en enero (Fig. 2A).

Desde el punto de vista térmico se puede distinguir tres situaciones: (1) periodos en los que la temperatura del interior es mayor a la temperatura del exterior, generalmente durante los meses de invierno; (2) periodos en los que la temperatura del interior es inferior a la temperatura del exterior, principalmente durante los meses de verano, y (3) periodos en los que ambas temperaturas presentan valores similares, que corresponden a la transición

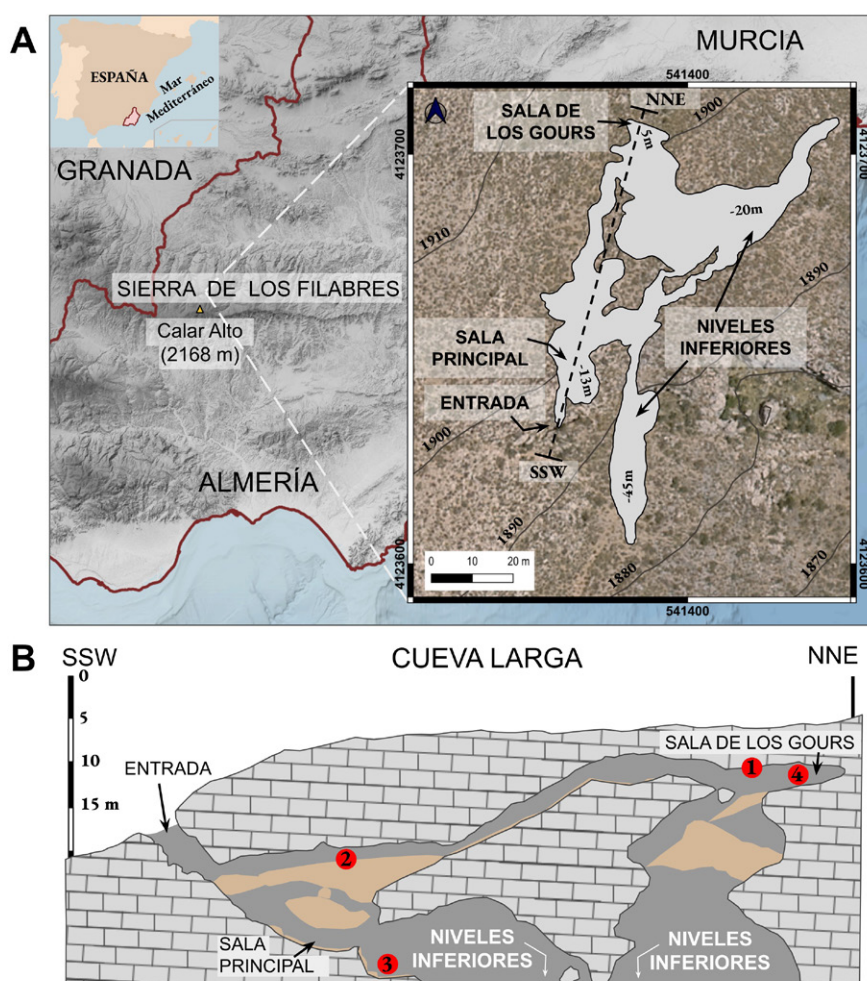


Fig. 1.- A. Localización de Cueva Larga y mapa en planta. B. Perfil de la cavidad. Los puntos indican las zonas donde se muestreó (2-4) y se monitorizó en continuo (1). Las áreas de color marrón indican zonas de desprendimientos. La topografía de la cueva ha sido proporcionada por J.A. Hita Segura (Sección Espeleológica del C.A.M., 1990).

Fig. 1.- A. Cave localization. The expanded map represents the layout of the topographic map. B. Cavity profile. The points indicate the areas where sampling (2-4) and continuous monitoring (1) was carried out. The lighter shaded areas indicate collapses. The cave topography has been provided by J.A. Hita Segura (Sección Espeleológica del C.A.M., 1990)

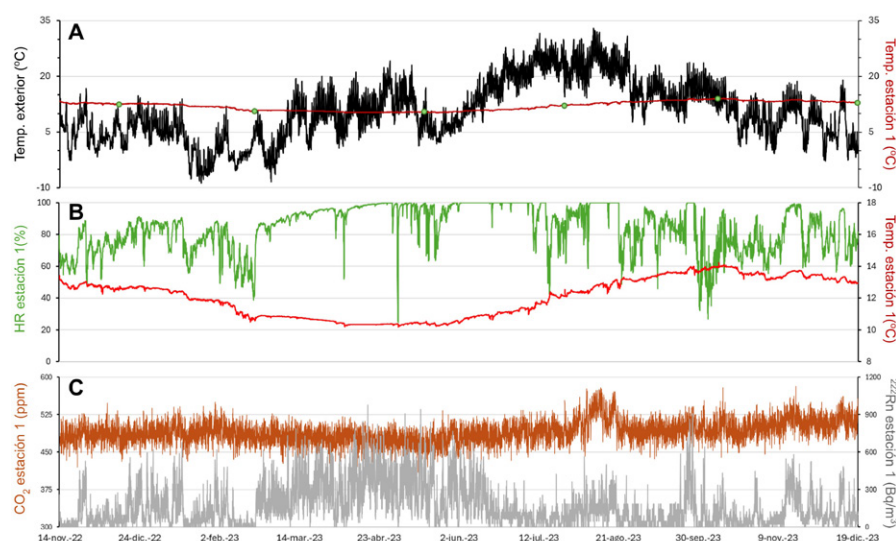


Fig. 2.- A. Temperatura del exterior y la estación 1 (interior de la cavidad). Los puntos verdes indican los momentos en que se llevó a cabo el muestreo. B. Humedad relativa y temperatura de la estación 1. C. Concentración de CO_2 y ^{222}Rn . Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A. Exterior and station 1 temperature (inside the cavity). The points indicate the moments at which sampling was conducted. B. Relative humidity and station 1 temperature. C. CO_2 and ^{222}Rn concentration. See color figure in the web.

entre meses fríos y cálidos, y a pequeños intervalos de tiempo durante el invierno donde las temperaturas diarias en el exterior alcanzan los valores de temperatura en el interior (Fig. 2).

La HR de la estación 1 varió en un rango entre el 25 y el 100 % (Fig. 2B). Los valores más bajos son más frecuentes cuando la temperatura del interior de la cavidad es superior a la del exterior, en invierno. Por el contrario, los valores más elevados (>80%) se registran durante la primavera y el otoño, cuando la media de ambas temperaturas presenta valores similares, siendo la temperatura interior siempre inferior a 12°C. En los meses de verano, los valores varían considerablemente entre 40 y 100%.

Concentración de CO_2 , ^{222}Rn y CH_4

El CO_2 varió en un estrecho rango de concentraciones (Fig. 2C), con valores entre 410 y 532 ppm, siendo en verano cuando alcanza su máximo. Estos valores se aproximan al promedio de la concentración del gas en la atmósfera local en el exterior (~ 431 ppm).

La concentración de ^{222}Rn alcanza un máximo de 900 Bq/m³ en los meses de primavera y otoño, mientras que los valores más bajos (<300 Bq/m³) se registraron en los meses de invierno y verano. También se observan máximos de ^{222}Rn de hasta 600 Bq/m³ durante intervalos de tiempo cortos que coinciden con momentos en los que la temperatura media del exterior

de la cavidad se encuentra próxima a la temperatura del interior (Fig. 2C). El ^{222}Rn está correlacionado con la HR de la estación 1 (Fig. 3A), observándose un ligero incremento en el ^{222}Rn para valores bajos de HR, mientras que para valores más altos, la HR es más variable, manteniéndose por encima del 80%.

Las concentraciones de CH_4 (Fig. 3B) medidas en el exterior de la cavidad fueron relativamente constantes (~ 2 ppm), mientras que en el interior presentan una mayor variabilidad, entre ~0,6 ppm y 1,8 ppm. De forma similar al ^{222}Rn , la concentración de CH_4 presenta una correlación negativa con respecto a la HR de la estación 1 (Fig. 3B).

Discusión

La temperatura, humedad relativa y el CO_2 son los parámetros que influyen en la variación de la densidad del aire en cuevas (Gabrovšek, 2023). La diferencia de densidad del aire interno con respecto al aire externo genera el desplazamiento relativo de masas de aire mediante convección. En el caso de Cueva Larga los principales factores que condicionan el gradiente de densidad entre las masas de aire (exterior-interior) es la diferencia de temperaturas y de humedad, ya que la concentración de CO_2 es relativamente baja en ambas masas de aire. Durante el año de monitorización la oscilación de la temperatura exterior fue de hasta 40 °C, muy superior a los escasos

4 °C de rango observados en la Sala de los Gours. Estas diferencias de temperatura entre la atmósfera subterránea y la exterior generan los movimientos de las masas de aire en Cueva Larga a favor de un gradiente de densidad, entre la atmósfera subterránea y la exterior.

La concentración de CO_2 es considerablemente baja en la atmósfera subterránea y similar a la de la atmósfera exterior, lo cual pone de manifiesto la alta tasa de ventilación en esta cavidad durante todo el año. Las concentraciones de ^{222}Rn y CH_4 son buenos indicadores del grado de ventilación de ambientes confinados. Las concentraciones de ^{222}Rn más elevadas implican un mayor confinamiento de la atmósfera subterránea (Kowalczyk and Froelich, 2010) debido a la acumulación de este gas procedente de la desintegración de isótopos radioactivos presentes en la roca encajante. En Cueva Larga los valores de ^{222}Rn son relativamente bajos, especialmente en los meses de invierno y verano, pudiendo llegar a ser nulos durante varias semanas, lo cual confirma el alto grado de ventilación de la cavidad. La correlación entre valores altos de HR (>80%) y ^{222}Rn (Fig. 3A) está vinculada con procesos de condensación del agua sobre la interfase roca/aire del techo de la cavidad. Esto provocaría el relleno parcial del sistema poroso de la roca que confina el ambiente interior, favoreciendo la acumulación del gas en esa zona de la cueva, tal y como se ha descrito para otros medios hipogeos (Fernández-Cortés et al., 2013). Estas condiciones pueden darse durante largos periodos de tiempo, por ejemplo, desde finales de febrero hasta mediados de junio, o también pueden darse durante intervalos cortos en invierno. La ventilación también se ve reducida en estos periodos, debido a que las temperaturas externa e interna de la cueva son similares, lo cual limita el desplazamiento convectivo del aire.

Los valores más altos de CH_4 reflejan la entrada de aire del exterior a la cavidad, lo cual sugiere una mayor ventilación. Valores por debajo de 1 ppm indican una ventilación baja con un mínimo aporte de CH_4 de la atmósfera exterior, de modo que el consumo del gas por las comunidades de bacterias metanotrofas presentes en el medio subterráneo es más efectivo (Martin-Pozas, et al., 2022). La figura 3A muestra este alto grado de correlación entre el CH_4 y HR asociado a los procesos de aislamiento ya evidenciados por la evolución temporal de la concentración de ^{222}Rn . Se requiere de un

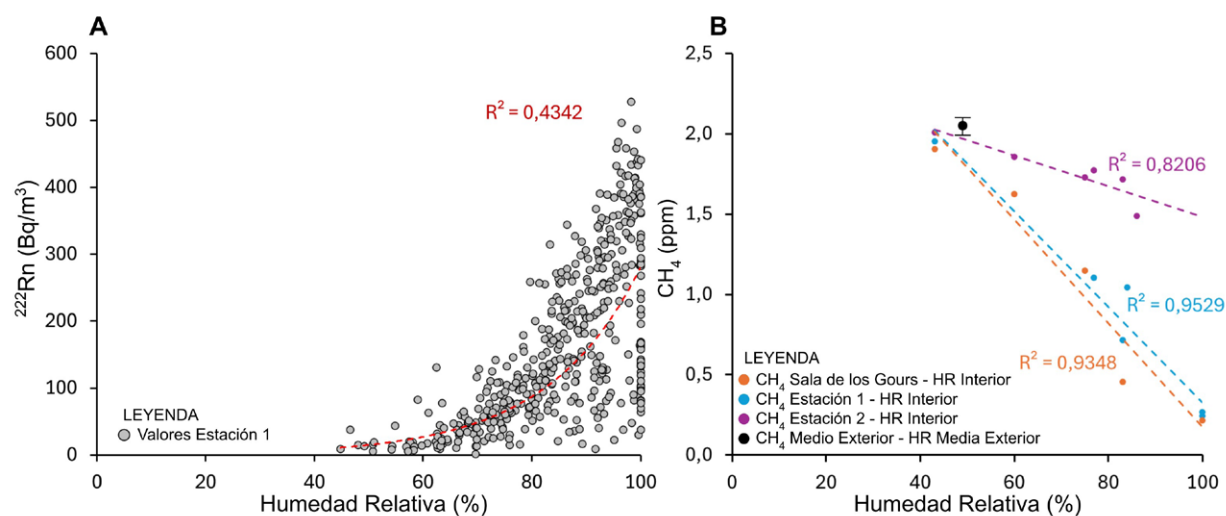


Fig. 3.- A. Correlación entre humedad relativa y concentración de ^{222}Rn en valores medios diarios. B. Correlación entre humedad relativa y concentración de CH_4 . Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A. Correlation between relative humidity and concentration of ^{222}Rn in daily average values. B. Correlation between relative humidity and concentration of CH_4 . See color figure in the web.

periodo de muestreo más prolongado en esta cavidad para validar el uso de la concentración de CH_4 como parámetro indicativo de la ventilación.

Conclusiones

Las bajas concentraciones de CO_2 y ^{222}Rn observadas en Cueva Larga, sugieren que la atmósfera subterránea está muy ventilada durante todo el año. La ventilación es más activa en los meses de invierno y verano, cuando las diferencias entre la temperatura externa e interna son mayores, provocando diferencias de densidad que inducen el desplazamiento de las masas de aire. En los meses fríos la temperatura del interior es superior a la del exterior y los valores de HR son inferiores al 80%, en consecuencia, la concentración de ^{222}Rn es baja. En los meses de verano, cuando la temperatura del exterior es mayor a la del interior y los valores de HR son más variables (40 – 100%), también se observa una concentración de ^{222}Rn baja. Por el contrario, se observan periodos en los que disminuye el intercambio gaseoso (^{222}Rn) de la cavidad con el exterior, debido a que el sistema de fracturas y microfisuras en el techo de la cavidad se satura parcialmente en agua, favoreciendo la difusión y acumulación de ^{222}Rn en el ambiente subterráneo.

Mejorar nuestro conocimiento sobre los patrones de ventilación contribuirá a facilitar las interpretaciones de las series geoquímicas obtenidas a partir de los espeleotemas de esta cavidad.

Contribución de los autores

E.R.C. participó en las labores de muestreo, tratamiento de datos y escribió el borrador del manuscrito. F.G, A.F.C y J.M.C. diseñaron la red de monitorización, participaron en los muestreos y descarga de datos y obtuvieron los fondos para llevar a cabo este estudio. Todos los coautores participaron en la elaboración del manuscrito final.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido posible gracias al proyecto GISOCLISE (UAL2020-RNM-B2006, Junta de Andalucía y Fondos FEDER) y al proyecto de Fortalecimiento de Grupos P_FORT_GRUPOS_2023/17 de la UAL, financiado por la Junta de Andalucía y Fondos FEDER. ERC agradece el Contrato Predoctoral para la Formación del Personal Investigador del Plan Propio de Investigación y Transferencia CPRE2023-062. FG agradece el contrato Ramón y Cajal (RYC2020-029811-I) de la Agencia Estatal de Investigación y la ayuda PPIT-UAL de la Junta de Andalucía-FEDER 2022-2026 (RyC-PPI2021-01).

Referencias

Chazarra Bernabé, A., Lorenzo Mariño, B., Romero Fresneda, R. y Moreno García, J.V. (2022). *Evolución de los climas de Köppen en España en el periodo 1951-2020*. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico, Madrid, p.

Fernández-Cortés, A., Benavente, D., Cuezva, S., Cañaveras, J.C., Álvarez-Gallejo, M. et al. (2013). *Atmospheric Environment* 75, 15-23. <https://doi.org/mq7t>

García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Gázquez, F., Monedero-Contreras, R., López-Avilés, A. et al. (2022). *Catena* 214, 1-16. <https://doi.org/mfd3>

Gabrovšek, F. (2023). *PLoS One* 18, 1-22. <https://doi.org/mf32>

Kowalczyk, A.J. and Froelich y P.N. (2010). *Earth and Planetary Science Letters* 289, 209-219. <https://doi.org/bzjrh2>

Martegani, L., Gázquez, F., Melles, M., Schröder, T. y Reicherter, K. (2023). *Geogaceta* 73, 43-46. <https://doi.org/mfxh>

Martínez-Martínez, J.M. and Azañón, J.M. (2002). *Journal of the Explorer* 8, 3-22. <https://doi.org/mfxh>

Martin-Pozas, T., Cuezva, S., Fernández-Cortés, A., Cañaveras, J.C., Benavente, et al. (2022). *Science of the Total Environment* 831, 1-12. <https://doi.org/gr53bh>

Mattey, D.P., Fairchild, I.J., Atkinson, T.C., Latin, J., Ainsworth, M., et al. (2015). *Geological Society, London* 336, 323 – 344. <https://doi.org/bq52fp>

McDermott, F. (2004). *Quaternary Science Reviews* 23, 901 – 918. <https://doi.org/dttcdw>

Navarro Vázquez, D. y Velendo Muñoz, F. (1979). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1012 (Fiñana)*. IGME, Madrid, 65 p.

Stable isotopes of gypsum hydration water in recent playa-lake sediments: implications for paleoclimate reconstructions

Isótopos estables del agua de hidratación del yeso en sedimentos lacustres recientes: implicaciones para reconstrucciones paleoclimáticas.

Jorge Cañada-Pasadas^{1*}, Fernando Gázquez^{1,2}, Lucía Martegani^{1,2}, Claudia Voigt¹, Antonio García-Alix³, Gonzalo Jiménez-Moreno³ and Miguel Rodríguez-Rodríguez⁴

¹ Department of Biology and Geology, University of Almería, Carretera de Sacramento sn. La Cañada de San Urbano, 04120 Almería, Spain. jcp697@ual.es; f.gazquez@ual.es; lm263@ual.es; cvoigt@ual.es

² Andalusian Centre for Global Change - Hermelindo Castro (ENGLoba), University of Almería, 04120, Spain.

³ Department of Stratigraphy and Paleontology. Campus de Fuentenueva. University of Granada. Granada, Spain. agalix@ugr.es; gonzaloj@ugr.es

⁴ Department of Physical, Chemical and Natural Systems, Pablo de Olavide University, Seville, Spain. mrodrrod@upo.es

*Corresponding author

ABSTRACT

We investigate the oxygen and hydrogen stable isotopes of hydration water in gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) from surface sediment of Laguna de la Ratosa playa-lake (northern Málaga Province, Spain). We aim to enhance the understanding of how lacustrine gypsum from playa-lakes can be used for paleoclimate reconstruction. Gypsum samples were collected at 30-meter intervals along a transect from the shore to the depocenter of the lake. Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of gypsum hydration water with the modern seasonal isotope variability of lake water points to gypsum formation in spring and early summer, before complete desiccation of the lake. An increasing trend in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of gypsum hydration water, by ~ 1.5 and $\sim 15\text{‰}$, respectively, is observed from the shore to the depocenter. This indicates that coeval gypsum formed in different parts of the lakebed record slightly different isotopic values of the lake water during precipitation. This spatial variability should be considered when interpreting stable isotope series of gypsum hydration water from ephemeral lake sediments.

Keywords: gypsum, stable isotopes, playa-lake, gypsum hydration water, modern lake sediments.

RESUMEN

En este trabajo se han investigado los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno del agua de hidratación en el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) de los sedimentos superficiales de la Laguna de la Ratosa (norte de la provincia de Málaga, España). El objetivo es mejorar nuestro conocimiento sobre cómo el yeso de lagunas salinas efímeras puede utilizarse para la reconstrucción paleoclimática. Se tomaron muestras cada 30 metros a lo largo de un transecto desde el centro hasta la orilla del lago. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua del lago se compararon con los del agua de hidratación del yeso. El yeso registra la composición isotópica del lago en primavera y principios del verano, antes de que la laguna se seque. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua de hidratación del yeso aumenta desde la orilla hasta el depocentro, aproximadamente en ~ 1.5 y $\sim 15\text{‰}$, respectivamente. Esto indica que yesos formados simultáneamente, pero en diferentes partes del lago, pueden presentar composiciones isotópicas ligeramente distintas. Esta variabilidad espacial debe tenerse en cuenta a la hora de interpretar los resultados de isótopos estables del yeso en sedimentos de lagunas salinas efímeras.

Palabras clave: yeso, isótopos estables, lagunas efímeras, agua de hidratación del yeso, sedimentos lacustres recientes.

Geogaceta, 76 (2024), 71-74

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104479>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 09/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introduction

Playa-lakes are shallow, ephemeral water bodies located in arid and semi-arid areas where evaporation exceeds precipitation, resulting in a water deficit. In the Andalusian lowlands, and other Mediterranean regions, they commonly occupy the lower areas of endorheic basins (Rodríguez-Rodríguez, 2007). In most cases, the water depth rarely exceeds one meter and the hydroperiod extends from winter to early summer, but prolonged drought periods can lead to the desiccation of the playa-lake, lasting

several years (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015).

Playa-lakes provide sedimentary sequences that can contain useful indicators for paleoclimate studies (Dixit *et al.*, 2018; Martegani *et al.*, 2022). They undergo cycles of drying and filling over the years, which are recorded in their sediments through mineralogical and/or geochemical proxies (García-Alix *et al.*, 2022). Gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) is one of the most common evaporitic minerals in the sedimentary record of Andalusian lakes and is preserved in lake sedimentary sequences due to its relatively low

solubility compared to halite and other evaporites (Escay *et al.*, 2012). It precipitates in lakes due to increased concentration of calcium and sulfate by evaporation. In Andalusian playa-lakes, calcium and sulfate ions are commonly derived from dissolution of ancient gypsum deposits (e.g., Triassic or Miocene deposits).

Gypsum captures water molecules during crystallization, recording the isotopic composition of the liquid water (Gázquez *et al.*, 2017). Therefore, stable isotopes of gypsum hydration water (GHW) can be used as paleoenvironmental indicators, serving as a paleo-humidi-

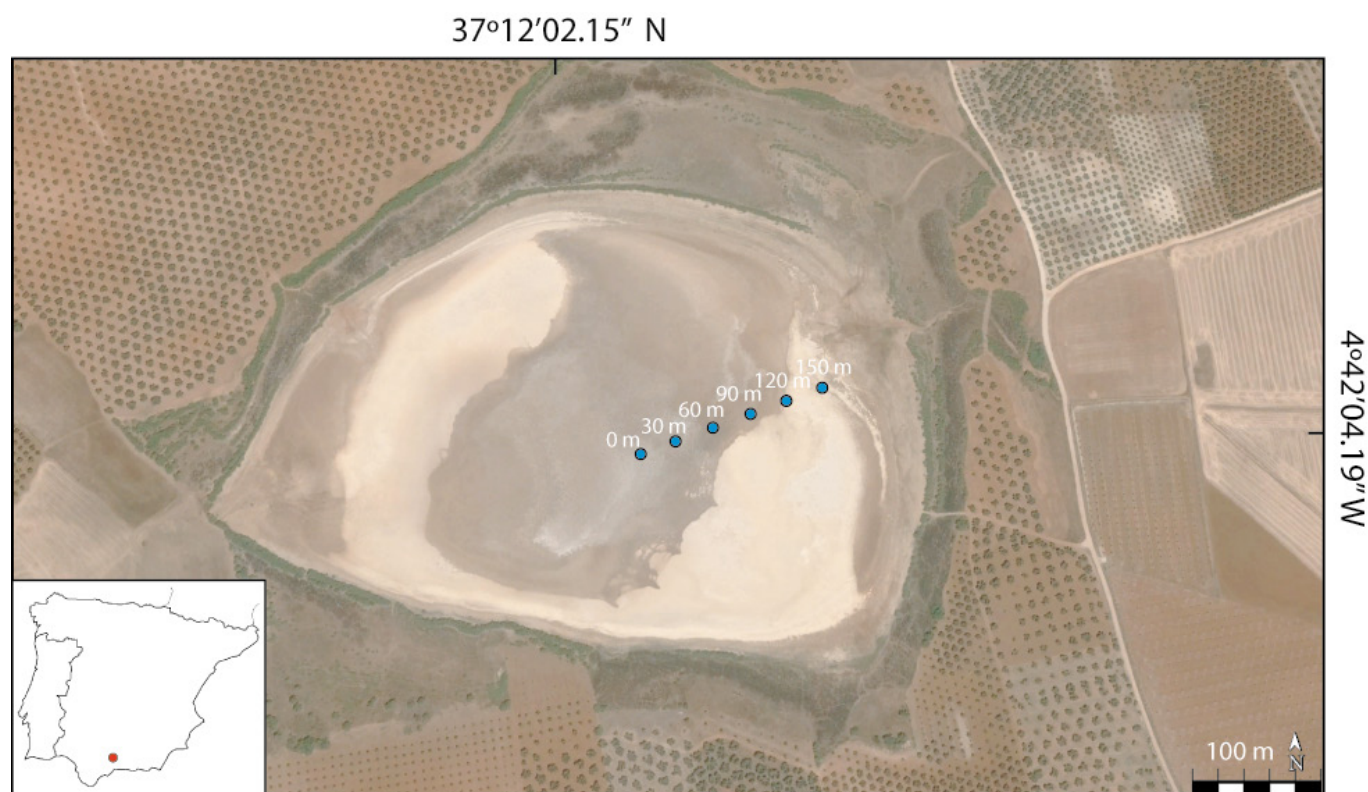


Fig. 1. Location and aerial photograph of the Laguna de la Ratosa. The blue dots indicate the sites where surface gypsum samples were taken.
 Fig. 1. Localización y fotografía aérea de la Laguna de la Ratosa. Los puntos azules indican los lugares dónde se tomaron las muestras de yeso superficial.

ty/paleo-aridity proxy (Hodell *et al.*, 2012; Dixit *et al.*, 2018; Martegani *et al.*, 2022; Gázquez *et al.*, 2018; 2023), and enabling quantitative paleoclimate reconstructions (Hodell *et al.*, 2012; Evans *et al.*, 2018; Gázquez *et al.*, 2018; 2023).

This study focuses on the analysis of oxygen and hydrogen stable isotopes of GHW in surface gypsum from Laguna de la Ratosa, a playa-lake whose sedimentary sequence is being studied for paleoclimate reconstructions. We investigate the relationship between the present lake water (02/2022-06/2023) and the isotopic composition of GHW of surface gypsum, which likely precipitated from the lake water in recent years. The spatial variability of GHW within the lake is also investigated. Understanding how the isotopic composition of the lake water is recorded by GHW at present will help to accurately interpret the data from lake sediment cores.

Geological and climate setting

Laguna de la Ratosa playa-lake (37°12'02.15"N 4°42'04.19"W) is located northwest of the Sierra de la Camorra, in the northern region of the province of Málaga (Fig. 1). The climate in this area is semi-continental dry-subhumid Medi-

terranean, with average annual temperatures ranging from 15°C to 18°C. The mean annual precipitation is 435 mm

(Gómez-Zotano *et al.*, 2015).

The predominant surface deposits in the playa-lake catchment are clastic-eva-

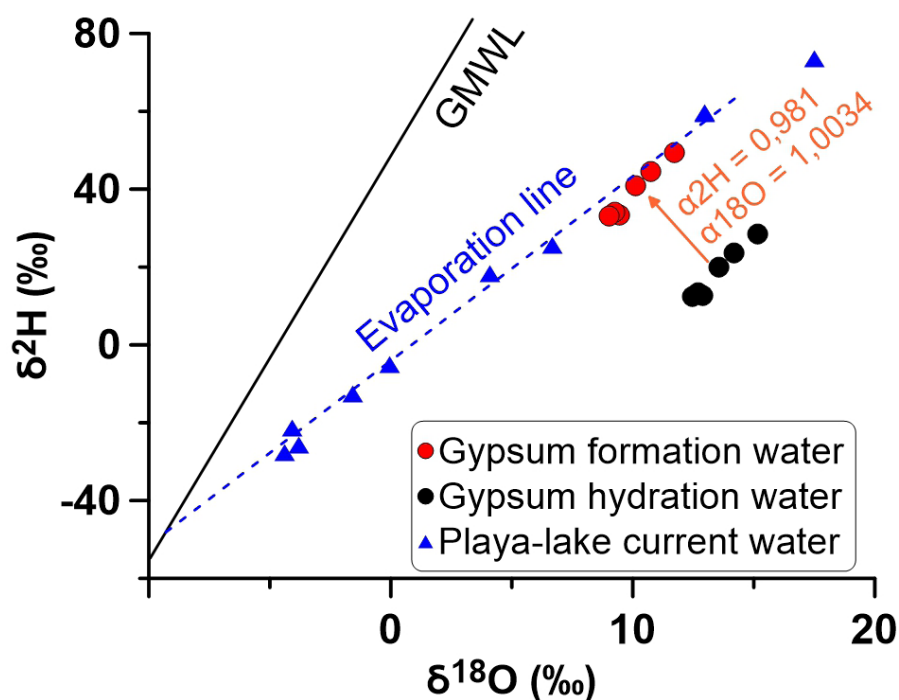


Fig. 2. Isotopic composition of the water from which gypsum precipitated in Laguna de la Ratosa, reconstructed from GHW. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{lake}}$ values align along an evaporation line intersecting the GMWL (Global Meteoric Water Line) at -8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -45‰ for $\delta^2\text{H}$. See color figure in the web.

Fig. 2. Composición isotópica del agua a partir de la cual precipitó el yeso en la Laguna de la Ratosa reconstruida a partir del agua de hidratación del yeso. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{lake}}$ se alinean con los de las aguas actuales del lago en una línea de evaporación que corta a la GMWL (línea meteórica del agua global) a -8‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y a -45‰ para el $\delta^2\text{H}$. Ver figura en color en la web.

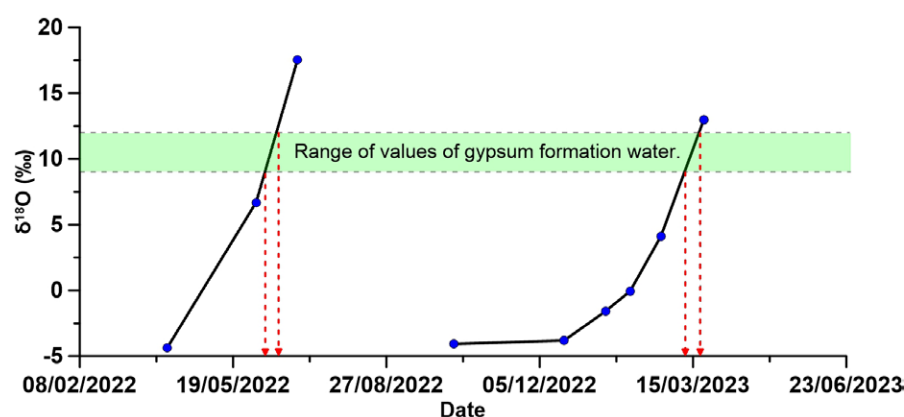


Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ values of lake waters in Laguna de la Ratosa from February, 2022, to June, 2023. The green-colored band represents the range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ values recorded by surface gypsum.

Fig. 3. Valores del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de la Laguna de la Ratosa entre febrero de 2022 y junio de 2023. La franja de color verde representa el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ registrados por el yeso superficial.

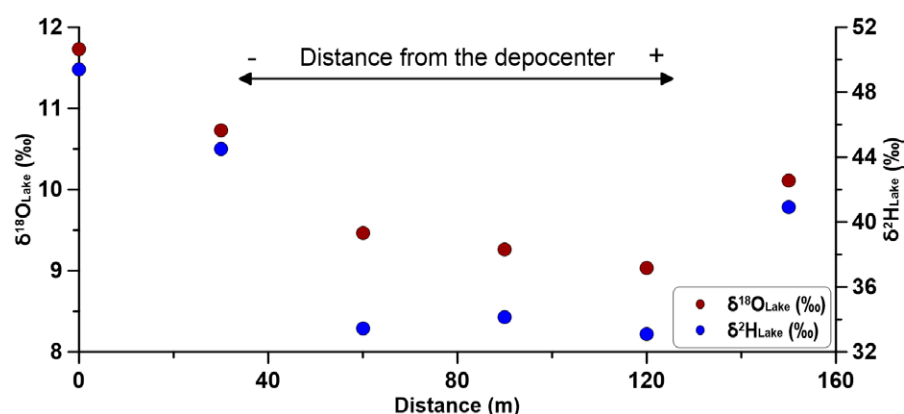


Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Lake}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{Lake}}$ values from surface gypsum samples taken at 30-meter intervals from the center of Laguna de la Ratosa. See color figure in the web.

Fig. 4. Valores del $\delta^{18}\text{O}_{\text{Lago}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{Lago}}$ de las muestras de yeso superficial tomadas a intervalos de 30 metros desde el centro de la Laguna de la Ratosa. Ver figura en color en la web.

poritic materials, characterized by low permeability, including clays and marls (Benavente *et al.*, 2000; Rodríguez-Rodríguez, 2007). According to recent investigations, its deposits are saline-alkali sediments (Halmos *et al.*, 2022). These are Quaternary materials that overlay Triassic rocks, such as calcarenite outcrops and interbedded evaporites, including gypsum, from the Upper Miocene. The formation of this playa-lake is linked to the karstification of the evaporites of the Triassic substrate (Benavente *et al.*, 2000).

Material and methods

Six samples of gypsum-rich sediment were taken in summer 2022 when the lake dried up, along a transect of 150 m, at regular intervals of 30 m from the lake center to the shore. Water samples were collected on a monthly basis during the flooded period (winter to early summer)

from February 2022 to June 2023. Gypsum, which appeared as mm-sized crystals, was manually separated from clays under the microscope.

GHW was extracted from gypsum (~200 mg) off-line by heating the samples under vacuum using the method described in Gázquez *et al.* (2015). Subsequently, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of GHW was analyzed using a CRDS (Cavity Ringdown Spectroscopy) laser spectrometer Picarro® L2140-i at the Laboratory of Stable Isotopes of the University of Almería, Spain. The results are standardized with respect to the international reference material V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water) and normalized to V-SMOW – V-SLAP (Vienna-Standard Light Antarctic Precipitation) scale. The external precision (1σ) of the method is better than 0.2‰ and 1‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively, based on the repeated analysis of an internal gypsum standard along with the samples.

The isotopic composition of GHW is then used to calculate the isotopic values of the lake water from which gypsum formed, by applying known isotope fractionation factors at 25°C. We used $\alpha^{18}\text{O}_{\text{GHW-Lake}}$ of 1.0034 ± 0.0001 and $\alpha^2\text{H}_{\text{GHW-Lake}}$ of 0.981 ± 0.001 (Gázquez *et al.*, 2017). Importantly, these fractionation factors are largely independent of temperature (from 0 to 30°C) and salinity (<150 g/l) (Gázquez *et al.*, 2017). These limits are unlikely to have been exceeded during gypsum precipitation in Laguna de la Ratosa.

Results

The isotopic composition of GHW ranged from 12.5‰ to 15.2‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{GHW}}$ and from 12.5‰ to 18.4‰ for $\delta^2\text{H}_{\text{GHW}}$ (Fig. 2). This variability is significant, but considerably smaller than in preliminary analyses of $\delta^{18}\text{O}_{\text{GHW}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{GHW}}$ in Holocene sediment cores extracted from Laguna de la Ratosa (e.g., 0 to 10‰ for $\delta^{18}\text{O}$; unpublished data). After applying fractionation coefficients, we found that the isotopic composition of the water at the time of gypsum precipitation varied from 9.0‰ to 11.7‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{Lake}}$ and from 33.1‰ to 49.4‰ for $\delta^2\text{H}_{\text{Lake}}$ (Fig. 2).

The modern isotopic composition of the water in Laguna de la Ratosa changes considerably throughout the year, from $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values similar to rainwater (-8‰ and -45‰, respectively) in winter-spring to isotopically enriched water (17.5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 73.6‰ for $\delta^2\text{H}$) by the beginning of summer. These values align with the $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ and $\delta^2\text{H}_{\text{lake}}$ values reconstructed from GHW, along an evaporation line that intersects the Global Meteoric Water Line (GMWL) at -8‰ and -45‰, which is within the range of modern rainwaters in this region (Gázquez *et al.*, 2023).

Discussion

The $\delta^{18}\text{O}_{\text{lake}}$ values estimated from surface gypsum in Laguna de la Ratosa are within the range of values of lake water in late spring and early summer (Fig. 3). This shows that GHW does not record the mean isotopic composition of the lake throughout the year, but rather represents the spring-summer conditions. The fact that the isotopic composition recorded by GHW resembles that of evaporated lake water instead of isotopically depleted water (e.g. rainwater) indicates that the

effect of any post-depositional isotopic exchange between GHW and lake water (Gázquez *et al.*, 2022) and gypsum recrystallization (Pierre, 2018) are negligible.

The lower isotopic ratios of GHW observed near the shore reflect the isotopic composition of the lake at high water level when the water is barely evaporated (Fig. 4), except for the sample taken 150 meters from the playa-lake's depocenter, which presents slightly higher isotopic value. One possible explanation is that during the playa-lake's desiccation, there were isolated flooded areas disconnected from the main body of water (as observed in satellite images) due to the topographic heterogeneity of the basin, evaporating independently and thus, recording higher isotopic values. As the lake evaporates, the flooded area shrinks and water gets enriched in heavier isotopes (i.e. ^{18}O and ^2H). Gypsum samples from areas closer to the depocenter record this terminal evaporation stage. This finding suggests that the location of gypsum deposits in relation to the extension of the flooding area in playa-lakes can cause isotopic variability in GHW and should be considered when interpreting the isotopic composition of GHW in sediment cores for paleoclimate reconstructions.

Conclusions

The results presented in this study allow us to draw several conclusions:

(1) Our dataset confirms that GHW can be a powerful tool for studying paleoclimate and past environmental conditions from playa-lake sediments.

(2) We conclude that the isotopic composition of GHW varies slightly with the position of the sample with respect to the lake depocenter. This variability is significant, but considerably smaller than that observed in preliminary analyses of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in GHW of sediment cores from Laguna de la Ratosa (i.e. from 0 to 10‰ for $\delta^{18}\text{O}$; unpublished data). Therefore, the migration of the lake depocenter over time alone cannot account for the observed variability in the sedimentary sequence, but it is more likely associated with hydroclimate changes.

(3) GHW records the isotopic composition of the playa-lake water during a

specific period, between spring and early summer at present. Therefore, this has to be taken into account when interpreting the isotopic composition of GHW in sediment cores.

Author contributions

J.C.P. carried out the analyses of gypsum. F.G. developed the analytical method and obtained funds to conduct this study. L.M., F.G. A.G.A., G.J.M. and M.R.R. carried out the sampling of gypsum. C.V. and L.M. sampled the lake water. J.C.P. wrote the draft of the manuscript and all the co-authors contributed to the final version.

Acknowledgments

This study was funded by the PALEO-QUANT project (P18-RT-871, Andalusian Regional Government and FEDER Regional Development Funds) and the GYPCLI-MATE project (PID2021-123980OA-I00, Ministry of Economy and Competitiveness of Spain and FEDER European Regional Development Funds). J.C.P. acknowledges the Research Teaching Training contract PRE2022-103493 Ministry of Economy and Competitiveness of Spain. L.M. was funded by the FPU21/06924 grant of the Spanish Ministerio de Educación y Formación Profesional. F.G. acknowledges the Ramón y Cajal contract (RYC2020-029811-I) and the PPIT-UAL grant from the Andalusian Regional Government - FEDER2022-2026 (RyC-PPI2021-01). C.V. was funded by the Marie Curie-Skłodowska post-doctoral fellowship (#101063961).

References

Benavente, J., Almécija, C., Rodríguez, M., Carrasco, F. and Rodríguez, P. (2000). *Geogaceta*, 28, 19-22.
Dixit, Y., Hodell, D., Giesche, A., Tandon, S.K., Gázquez, F., Saini, H.S., Skinner, L.C., Mujtaba, S.A.I., Pawar, V., Singh, R.N. and Petrie, C.A. (2018). *Scientific reports*, 8, 4225. <https://doi.org/gc7ks2>
Escay, J.I., Herrero, M.J. and Arribas, M.E. (2012). *Ore Geology Reviews*, 49, 72-84. <https://doi.org/f4jfh>
Evans, D., Badger, M.P.S., Foster, G.L. et al. (2018). *Nat Commun*, 9, 2875. <https://doi.org/gdvmnk>

García-Alix, A., Jiménez-Moreno, G., Gázquez, F., Monedero-Contreras, R., López-Avilés, A., Jiménez-Espejo, F.J., Rodríguez-Rodríguez, M., Camuera, J., Ramos-Román, M.J., Anderson, R.S. (2022). *CATENA*, 214, 106292. <https://doi.org/mfd3>
Gázquez, F., Mather, I., Rolfe, J., Evans, N.P., Herwartz D., Staubwasser M., Hodell D.A., (2015). *Simultaneous analysis of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^2\text{H}/^1\text{H}$ of gypsum hydration water by cavity ring-down laser spectroscopy*. *Rapid Comm. Mass Spectr.* 29, 1997–2006
Gázquez F., Evans N.P. and Hodell D.A. (2017). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 198, 259–270. <https://doi.org/f9jwxb>
Gázquez, F., Morellón, M., Bauska, T., Herwartz, D., Surma, J., Moreno, A., Staubwasser, M., Garcés-Valero, B., Delgado-Huertas, D. and Hodell, D. (2018). *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 177-188. <https://doi.org/gcr6fr>
Gázquez F and Hodell D.A. (2022). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 337, 73–81. <https://doi.org/mfwj>
Gázquez, F., Jiménez-Espejo, F., Rodríguez-Rodríguez, M. et al. (2023). *Sci Rep*, 13, 18815. <https://doi.org/mfv9>
Gómez-Zotano, J., Alcántara-Manzanares, J., Olmedo-Cobo, J. and Martínez-Ibarra, E. (2015). *Revista de Geografía Norte Grande*, 61, 161-180. <https://doi.org/mfcb>
Halmos, L., Delgado-Rodríguez, J., Rodríguez-Rodríguez, M., Jiménez-Bonilla, A., & Díaz-Azpiroz, M. (2022). *Geogaceta*, 72, 39-42. <https://doi.org/mf3x>
Hodell, D., Turchyn, A.V., Wiseman, C.J., Escobar, J., Curtis, J.H., Brenner, M., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F., Aritze-gui, D. and Brown, E. (2012). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77, 352-368. <https://doi.org/bqt7z5>
Martegani, L., Gázquez, F., Melles, M., Schröder, T and Reicherter, K. *Geogaceta*, 73, 43-46. <https://doi.org/mfxh>
Pierre, C. (2018). *Chemical Geology*, 493, 451–457. <https://doi.org/gdzqtn>
Rodríguez-Rodríguez, M. (2007). *Wetlands*, 27, 819-830. <https://doi.org/cjthtm>
Rodríguez-Rodríguez, M., Martos-Rosillo, S., Pedrera, A. and Benavente-Herrera, J. (2015). *Environmental Monitoring and Assessment*, 187(175). <https://doi.org/mfcc>

Caracterización petrográfica y procedencia de molinos, machacadores y manos del yacimiento Montón de Trigo (Los Yébenes, Toledo)

Petrographic characterization and provenance of grinding stones, crushers and hands from the Montón de Trigo site (Los Yébenes, Toledo)

Pilar Andonaegui^{1*} y Arturo Ruiz Taboada²

¹ Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. C/ José Antonio Novais 12. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. España. andonaeg@ucm.es

² Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia, C/ Profesor Aranguren s/n. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España. arruiz01@ucm.es

*Corresponding autor

ABSTRACT

We analysed 20 Bronze Age grindstones from the Montón de Trigo site to determine the origin of the lithic material used in their manufacture. The majority of the tools are made of granite or quartzite, lithologies that are found in the immediate vicinity of the site. There are two grinding stones with a diabase base, in this case, this lithology is located approximately 16 km from the site. Finally, another piece is made of calcium silicates, which are found at the same distance as the granites. This highlights the mobility of populations, at least over medium distances, for the procurement of raw materials.

Key-words: Bronze Age, petrography, mobility of populations. Toledo Spain.

RESUMEN

Se ha realizado el estudio petrográfico de 20 utensilios de la Edad del Bronce del yacimiento Montón de Trigo, para determinar la procedencia del soporte lítico con el que se fabricaron. La mayoría de los utensilios son de granito o cuarcita, litologías que se encuentran próximas al yacimiento. Hay dos molinos cuyo soporte es una diabasa, en este caso esta litología se encuentra a unos 16 km del yacimiento. Finalmente, otra de las piezas es de silicatos cálcicos, localizados a la misma distancia que los granitos. Esto pone de manifiesto que hay una movilidad de las poblaciones al menos a media distancia para el aprovisionamiento de materias primas.

Palabras clave: Edad del Bronce, petrografía, movilidad de poblaciones. Toledo. España.

Geogaceta, 76 (2024), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104104>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 22/01/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

El estudio de los materiales pétreos con los que están realizadas diferentes piezas arqueológicas (molinos, estelas, verracos...) cada vez va cobrando mayor importancia, pues la caracterización de las litologías empleadas en su fabricación, permite determinar si estos materiales proceden de áreas próximas a la localización del yacimiento arqueológico o bien han sido transportadas desde otros lugares más o menos próximos al mismo, lo cual tiene implicaciones a la hora de establecer procesos de aprovisionamiento e intercambio entre la población de un determinado asentamiento.

Los estudios petrográficos realizados para la caracterización de las rocas con las que se han elaborado estas piezas cada vez son más numerosos (Domínguez Bella et al., 1999; López Plaza et al., 2018; Merino Martínez et al., 2020 entre otros).

Sobre el estudio de utensilios que tengan que ver con molienda en la región de los Montes de Toledo hay dos trabajos previos (Ruiz Taboada y Andonaegui 1995; Ruiz Taboada y Montero. 2000).

La metodología empleada consiste en la realización de una lámina delgada de la pieza arqueológica, procurando realizar el menor daño posible a la misma, y su estudio mediante microscopía de luz transmitida. El objetivo es comparar los datos las litologías del territorio en el que se encuentra el yacimiento. Todo esto permite establecer la posible área de captación de la materia prima con la que se han realizado estas piezas.

En este trabajo se presenta el estudio petrográfico de distintos utensilios (14 molinos, 4 machacadores y 2 manos), del yacimiento del Montón de Trigo (Los Yébenes, Toledo), uno de los poblados de la edad del Bronce más emblemáticos de los Montes de Toledo. Las muestras pro-

vienen de tres sondeos o cortes estratigráficos del interior del poblado, procedentes de la campaña de excavación del yacimiento en agosto de 2021.

Localización y características del yacimiento Montón de Trigo

El Montón de Trigo se localiza en el extremo nororiental de los Montes de Toledo, en el municipio de Los Yébenes (Toledo), con una superficie en torno a los 1400 m². El yacimiento aprovecha como asentamiento la cima de un crestón de cuarcita situado a 980 m de altitud, con un desnivel con respecto al llano de 80 m. La visibilidad es casi total, con más de un 90% a 1 y 3 km. Aunque el poblado es conocido desde antiguo, fue publicado por primera vez en la década de los 90 del siglo pasado.

El yacimiento forma parte de un variado poblamiento de la Edad del Bronce

que se distribuye por las estribaciones orientales de los Montes de Toledo, en las actuales provincias de Toledo y Ciudad Real (Ruiz Taboada, 2020) y las pequeñas elevaciones de La Mancha. Desde el año 2021 se realizan excavaciones arqueológicas sistemáticas en este yacimiento dentro del proyecto "Entre Dos Tierras, Poblamiento y Desarrollo Cultural durante la Edad del Bronce en Los Montes de Toledo". Uno de los principales objetivos del proyecto es la excavación de diferentes poblados de los Montes de Toledo en su límite con La Mancha y el valle medio del Tajo, para tratar de establecer las relaciones de diacronía-sincronía entre asentamientos. También persigue la obtención de muestras de diferente naturaleza con el fin de crear una base de datos que permita la comparación con otros yacimientos del entorno o del resto de los territorios limítrofes.

Los resultados de las dos campañas realizadas en el Montón de Trigo han permitido conocer tanto la secuencia cronológica como la caracterización interna del poblado. Aunque los resultados están siendo objeto de estudio, se estima que el poblado estuvo en uso a lo largo de la primera mitad del segundo milenio antes de Cristo.

Las muestras que aquí se presentan provienen de la primera campaña de excavación, (agosto de 2021), en concreto de tres sondeos estratigráficos localizados en el interior del yacimiento. La mayoría de las muestras provienen del sondeo 3. Este sondeo tiene unas dimensiones de 3 x 5 m y una potencia media de 1,5 m en el que se han identificado dos fases de ocupación datadas por C^{14} genéricamente entre el 1800 y el 1500 a. C. Los sondeos 1 y 2 son de dimensiones más reducidas, en torno a 2 x 2 m, con potencias variables entre 0,80 m y 1,5 m.

Características geológicas del entorno del yacimiento.

El yacimiento Montón de Trigo se localiza en la Sierra de los Yébenes que con dirección E-W, forma un sinclinorio constituido por rocas metamórficas del Ordovícico inferior, (Fig.1, ITGE 1990) las cuales están integradas por una potente serie de pizarras y cuarcitas, siendo estas últimas las que dan lugar a los relieves actuales más pronunciados. Al norte de la sierra se extiende una zona más llana ocupada por sedimentos cuaternarios, formados por conglomerados gravas y

detríticos, procedentes de la erosión de las rocas Paleozoicas. Desde la localidad de Arísgotas hacia el norte afloran rocas graníticas Variscas pertenecientes al plutón de Mora-Gálvez compuesto por rocas monzograníticas con cordierita. En contacto con estas rocas graníticas, al sureste de Arísgotas, aparecen rocas del Cámbrico inferior constituidas por calizas, dolomías, margo-calizas y escasas pizarras y grauvacas, afectadas por metamorfismo de contacto. (Fig. 1).

Caracterización petrográfica de los utensilios del yacimiento

Dentro del yacimiento Montón de Trigo, fueron halladas diversas herramientas utilizadas en el asentamiento. Los 20 utensilios líticos analizados relacionados con la molienda, se pueden agrupar en piedras de molino, machacadores y manos. Los molinos a su vez se han clasificado en: cóncavos, planos, circular e indeterminado (véase Tabla I)

Según los datos petrográficos la mayoría de los molinos se han realizado sobre granitos, aunque también dos de ellos corresponden a diabasas uno a cuarcita y otro a una roca de silicatos cálcicos. Las manos y machacadores son de cuarcita.

En general todas las piezas presentan un grado de alteración elevado, posiblemente por haber estado expuestas a los agentes meteóricos que las han degradado, por lo que aparecen con pátinas de óxidos (de colores rojizos) o pátinas de colores claros que corresponden a la formación de caolín superficial. Probablemente esta alteración se ha visto favorecida por el uso que se hizo de estos utensilios.

Utensilios de granito.

Los granitos que se han empleado para los molinos son rocas de grano medio con algún fenocristal de feldespato potásico, cristales de cuarzo globulosos y biotita en pequeñas láminas. Presentan textura holocristalina, inequigranular sub-idiomorfa. Los minerales mayoritarios que contienen son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, con cantidades menores de biotita y cordierita, como minerales accesorios apatito y circón también hay clorita y moscovita secundarias asociadas a los procesos de alteración de la biotita y los feldespatos respectivamente.

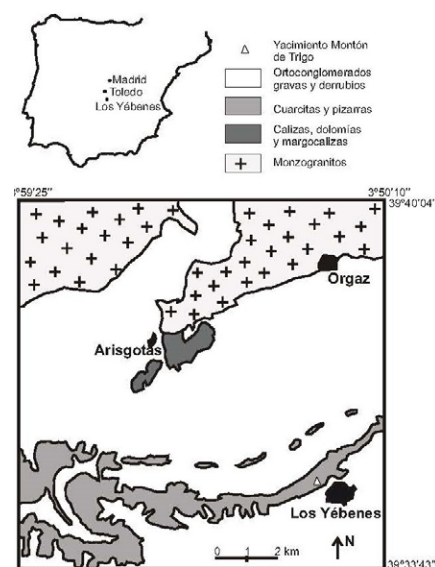


Fig. 1 Esquema geológico con datos de la hoja 685. (ITGE, 1990).

Fig. 1 Geological sketch with data from sheet 685 (ITGE, 1990).

Las características más destacables de los minerales son: el feldespato potásico se encuentra en cristales grandes con macla de dos individuos y también en cristales intersticiales de menor tamaño. La plagioclasa presenta maclado polisintético y zonado composicional. La cordierita forma cristales sub-idiomorfos que pueden estar completamente alterados a pinnita y otros minerales micáceos.

Utensilios de cuarcita.

De los seis utensilios elaborados en cuarcita, cuatro de ellos son cantos rodados, salvo una mano y un machacador que no tienen la forma de canto rodado. A simple vista son de color rosado o grisáceo, mostrando tres de ellos laminación fina. Son rocas de grano muy fino y textura granoblástica.

Esencialmente están constituidos por granos alotriobásticos de cuarzo con extinción ondulante, aunque hay otros minerales en proporción muy baja: biotita, circón, turmalina y micas blancas. Aunque hay algunas pequeñas diferencias se pueden clasificar como cuarcitas, excepto la muestra MT21 C3/1002A (lámina 118492) que es una meta-arcosa, pues presenta feldespatos y fragmentos líticos en una matriz sericitica.

Gabros.

Dos de los molinos fueron realizados con rocas gabroideas de tipo diabasa,

Muestra LD	Corte y UE	Contexto	Utensilio	Soporte
118487	MT23C1/1002/S1A	Doméstico	Molino cóncavo	Granito
118501	MT21C2/1001A	Doméstico	Molino plano	Granito
118502	MT21C2/1001B	Doméstico	Molino cóncavo	Granito
118503	MT21C2/1001C	Doméstico	Molino indeterminado	Granito
118500	MT21C3/1000	Superficial	Molino plano	Granito
118488	MT21C3-1/1000A	Superficial	Mano	Cuarcita grano fino
118489	MT21C3-1/1000B	Superficial	Molino cóncavo	Cuarcita con biotita
118490	MT21C3-1/1000C	Superficial	Machacador	Cuarcita grano fino
118497	MT21C3/1001A	Doméstico	Molino indeterminado	Granito
118498	MT21C3/1001B	Doméstico	Molino indeterminado	Diabasa
118499	MT21C3/1001C	Doméstico	Molino plano	Diabasa
118504	MT21C3/1001-2A	Doméstico	Molino indeterminado	Granito
118505	MT21C3/1001-2B	Doméstico	Molino indeterminado	Granito
118506	MT21 C3/1001-2C	Doméstico	Machacador	Cuarcita grano medio
118492	MT21C3/1002A	Doméstico	Mano	Cuarcita (Meta Arcosa)
118493	MT21C3/1002B	Doméstico	Nódulo de cuarcita	Cuarcita grano fino
118494	MT21C3/1002C	Doméstico	Molino cóncavo	Roca de silicatos cálcicos
118495	MT21C3/1002D	Doméstico	Machacador	Cuarcita
118496	MT21C3/1002D1	Doméstico	Molino circular	Granito
118491	MT21C-3/2002A	Doméstico	Molino plano	Granito

Tabla I. Relación de utensilios por número de lámina delgada (LD), corte y unidad estratigráfica (UE).

Table I. List of tools by thin section, section (LD) and stratigraphic unit (UE).

algo llamativo ya que esta litología veremos que es muy escasa en el área de estudio.

Se trata de rocas granudas muy alteradas, de grano muy fino con minerales oscuros alargados que parecen anfíboles, también se aprecia algún cristal de plagioclasa. Presentan textura hipo-cristalina con vidrio intersticial. Dado el grado de alteración se conservan pocos minerales originales, aunque se han identificado clino-piroxenos y plagioclasas, así como vacuolas de vidrio, el resto de la roca es un agregado de color oscuro y con aspecto oxidado.

Roca de silicatos cálcicos.

Corresponde al molino MT21 C3/1002C (lámina 118494). Es una pieza de forma rectangular de grano muy fino, en el corte se aprecia una laminación fina en la que hay láminas con minerales de color rosado, que alternan con otras de color más claro. Presenta una pátina blanquecina.

Su textura es nematoblástica bandeada y los minerales que la forman son clinopiroxeno, clinozoisita, plagioclasa, cuarzo y escasos carbonatos. El clinopiroxeno se dispone en bandas que alternan con bandas de plagioclasa, el cuarzo es escaso.

Procedencia de los materiales de los utensilios

Atendiendo a las características petrográficas de los molinos, manos y machacadores y los materiales geológicos que afloran en la hoja 685, es evidente que estos utensilios se han elaborado con rocas que se encuentran en las proximidades del yacimiento.

Los molinos realizados en granito proceden de las rocas del plutón Mora-Gálvez, que se encuentra a una distancia en línea recta de unos 5-6 km hacia el norte del yacimiento. Sabemos que proceden de este granito pues tanto las muestras de los molinos, como las que forman el plutón, contienen cordierita, mineral muy característico del plutón de Mora-Gálvez.

Las manos y los machacadores son principalmente de cuarcitas, estas rocas se encuentran tanto en la Sierra de Los Yébenes como en forma de cantos rodados en los sedimentos cuaternarios de la región, procedentes de la erosión de las anteriores. Por el aspecto que tienen algunas manos y machacadores es probable que usaran estos cantos rodados directamente como utensilios, ya que no hay que darles ninguna forma para su uso. Comparando algunas de las muestras de estos utensilios con muestras pro-

cedentes de las cuarcitas de la Sierra de Los Yébenes, se comprueba que las texturas y la composición de los utensilios, es similar a las de las cuarcitas que están *in situ*.

Para los molinos realizados en rocas de composición gabroidea, su procedencia es más dudosa ya que este tipo de roca no se encuentra en las proximidades del yacimiento. Sin embargo, en la Sierra de El Castañar (Mazarambroz, Toledo) a unos 16 km hacia el oeste del yacimiento, se describe un dique de diabasa, intrusivo en las pizarras del Ordovícico inferior (ITGE, 1990). Pensamos que estos molinos pueden proceder de una roca filoniana similar a la descrita. Es curioso que se utilizara este tipo rocoso, no solo por la distancia a la que se encuentra el afloramiento, sino porque este material al formar un dique es muy escaso y no es fácil de localizar. Además, se describe como una roca que no da resalte y con un alto grado de alteración por lo que puede pasar desapercibida.

Finalmente, las rocas de silicatos cálcicos son materiales calcáreos (calizas, dolomías o margo-calizas) afectados por metamorfismo de contacto. Este tipo de materiales se encuentran al sureste de Arísgotas, por lo que podría ser su material fuente. Sin embargo, aunque no están alejados del yacimiento (ca. 6 km) son materiales escasos y con una dureza algo menor que los granitos o cuarcitas, por lo que también es llamativo que se utilizara ese material.

La caracterización de los soportes que conforman las piezas de molienda analizadas sugiere la existencia de un desplazamiento a pequeña y mediana escala. Estos desplazamientos por el territorio inmediato al yacimiento están demostrados con los utensilios de granitos y cuarcitas, mientras que los desplazamientos a mediana escala están constatados con los de la diabasa, cuya posible área fuente se localiza a 16 km de distancia. Es de destacar que desplazamientos a gran escala, en torno a los 30-40 kilómetros fueron documentados con el estudio de diversos yacimientos de la zona, incluido el Montón de Trigo (Ruiz Taboada y Andonaegui, 1995).

La existencia de estos desplazamientos relacionados con la búsqueda de materias primas, ya quedó demostrada por Ruiz Taboada y Montero Ruiz, (2000). El caso de la presencia de diabasa en el Montón de Trigo es muy significativo, pues evidencia los desplazamientos a

media o larga distancia. Estos desplazamientos suponen el contacto entre diferentes comunidades lo que indica que, de alguna manera, compartían un mismo territorio o rutas de tránsito. El grado de relación entre comunidades ha generado, en las últimas décadas, diferentes teorías sobre los niveles de complejidad alcanzados por estas comunidades (Ruiz Taboada, 2020). Lo que estos estudios de movilidad muestran es que no parece existir una restricción de tránsito dentro del territorio, lo que permite suponer la existencia de contactos frecuentes entre las comunidades de la Edad del Bronce de esta zona, sin que exista condicionante social alguno.

Conclusiones

Desde hace décadas se viene discutiendo sobre el nivel de especialización requerido en los procesos de localización, procesado y transporte de materias primas (Risch, 1998; Ruiz Taboada y Montero, 2000). En el caso que nos ocupa, la presencia de afloramientos a distancias variables de los yacimientos de origen hace pensar en la existencia de ciertos protocolos en la identificación y selección de unos materiales frente a otros, de más fácil adquisición por encontrarse en el entorno inmediato. Es el caso de la diabasa, cuyo único afloramiento descrito de rocas afines se localiza a una distancia de 16 kilómetros con respecto al Montón de Trigo. Para algunos yacimientos de esta zona, se han llegado a recorrer distancias de hasta 40 kilómetros (Ruiz Taboada y Andonaegui, 1995). En otros casos, la procedencia es del entorno cercano.

A partir de los datos obtenidos en este estudio podemos afirmar que las muestras de molinos, manos y machacadores procedentes de la excavación del yacimiento Montón de Trigo, se han elaborado con rocas que se encuentran en las inmediaciones del yacimiento. Los materiales más próximos al mismo son las cuarcitas, o productos de denudación (cantos rodados) de estas, que se han empleado como manos. El uso de los cantos rodados tiene la ventaja de que no es necesario realizar ninguna adecuación de ellos para su empleo, únicamente escoger los que mejor se adaptaran a la anatomía de quien los iba a usar.

La mayoría de los molinos están realizados en granito, roca abundante en la zona, fácil de obtener y que no sería

difícil darle la forma adecuada. Posiblemente se emplearon algunos bloques de este lo que facilitaría la elaboración de los molinos. El área de aprovisionamiento de este material no dista más de 5-6 kilómetros del yacimiento.

Las rocas de silicatos cálcicos se encuentran a una distancia similar a la de los granitos. Su presencia entre los utensilios estudiados es escasa, y su dureza es menor que la del granito o las cuarcitas. Sin embargo, estas rocas tienen un aspecto más estético que el de los granitos o cuarcitas, ¿es posible que la usaran por ello?

Por último, el uso de diabasas para la elaboración de dos de los molinos es algo más sorprendente, pues las rocas de esta composición se encuentran a unos 16 km en línea recta al oeste del yacimiento y además podríamos decir que son rocas "exóticas" en el sentido de que son poco abundantes y difíciles de localizar. Se alteran más fácilmente por lo que su uso, frente a otras litologías más resistentes, no estaría justificado. Es cierto que estos molinos abren la puerta a la posibilidad de la existencia de un intercambio entre poblaciones a media o larga distancia.

En el caso de los Montes de Toledo, su condición de frontera natural que divide el valle del Tajo de la penillanura manchega es clave para entender el desarrollo de la Edad del Bronce en el interior peninsular (Ruiz Taboada, 2020). La clave es entender las dinámicas de contacto entre comunidades que comparten una misma afinidad cultural. Existen evidencias de contactos a larga distancia de estas comunidades por la presencia de marfil en muchos de los yacimientos estudiados hasta la fecha (Barciela González, 2012; 2022). Por el contrario, la movilidad interna de estos grupos se había supuesto por el carácter trashumante de las comunidades que pudieron habitar el interior peninsular. Una trasterminancia, o de pequeña escala, se ha sugerido también para los Montes de Toledo (Ruiz Taboada, 1993; 2020). En este contexto, los análisis petrográficos confirman la existencia de dicha movilidad, ya sea con fines subsistenciales o prospectivos. Estos últimos se encuentran evidenciados por el hecho de que la extracción de la diabasa requirió de un desplazamiento lineal en dirección oeste a pesar de la difícil orografía de los montes, con un recorrido desde el yacimiento de Montón de Trigo estimado en 16 kilómetros.

Contribución de los autores

Andonaegui y Taboada: estructura del trabajo, redacción, metodología y coordinación. Ruiz Taboada excavación del yacimiento y obtención de los utensilios. Andonaegui, estudio petrográfico, tablas, dibujos, revisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ayuntamiento de Los Yébenes y la Diputación Provincial de Toledo, dentro del proyecto "Entre Dos Tierras: poblamiento y desarrollo cultural durante la Edad del Bronce en los Montes de Toledo". Agradecemos la revisión crítica del trabajo por E. Merino Martínez y J. Fernández Lozano, que ha contribuido a mejorar el mismo.

Referencias

- Barciela González, V. (2012). En: *Actas del Coloquio Internacional, Museo Arqueológico de Alicante*, 26.-27. noviembre 2008 (199-214).
- Barciela González, V., García Atiénzar, G., López Padilla, J. A., y Hernández Pérez, M. (2022). *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad Autónoma de Madrid*, 48(2), 79-106. <https://doi.org/nn7f>
- Domínguez Bella, S., Morata Céspedes, D., Montañés Caballero, M., García Pantoja, M. E., y Llanderas López, A. (1999). En *Congreso Nacional de Arqueometría* (3º. 1999. Sevilla) (1999)
- ITGE (1990) *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 685, (Los Yébenes) y memoria ITGE Madrid*, 65 p.
- López-Plaza, M., Esparza Arroyo, A., García Gómez, I., y López-Moro, F. J. (2018). *Estudios Geológicos*, 74(1), e074. <https://doi.org/nn7g>
- Merino Martínez, E; Andonaegui, P.; Chapa, T.; Pereira Sieso, J. (2020). *Geoarchaeology* 35-2, 177-197 <https://doi.org/nn7h>
- Risch, R. (1998). En G. Delibes (Coord.) *Studia Archaeologica*, 88, 105-154
- Ruiz Taboada, A (1993). *Complutum* 4, 1993, 311-320.
- Ruiz Taboada, A. (2020). *Sagvntvum (P.L.A.V.)*, 52: 73-93 <https://doi.org/nn7j>
- Ruiz Taboada, A., y Andonaegui, P. (1995). *Férvedes*, nº 2, p. 59-70
- Ruiz Taboada, A. y Montero, I. (2000). *European Journal of Archaeology* 3 (3), 350-369. <https://doi.org/nn7k>

Estudio de minerales en vacuolas de rocas lamproíticas del Sureste Español

Mineral study in vacuoles of lamproite rocks of Southeastern Spain

M^a Asunción Alías Linares^{1*} y Luis Arrufat Milán²

¹Grupo de investigación de Geología. Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia (España). aalias@um.es

²Grupo de investigación de Geología. Universidad de Murcia. Campus de Espinardo. 30100 Murcia (España). larrufat@um.es

*Corresponding autor

ABSTRACT

Lamproite rocks of the southeastern Spain are one of the highest expressions of the Neogene volcanism concerning magmatic activity produced during the Miocene (Tortonian- Messinian). These rocks provide us with primary data about the terrestrial mantle, hence, the importance of their preservation and further study. Lamproite rocks of this volcanic province are undoubtedly a unique opportunity to study the magmatic compositions of deep fluids, constituting a volcanic field of international interest due to its rarity and its mineralogy. In this preliminary paper, we attempt to gather and explain such unique lamproites' paragenesis, as well as to analyse those minerals crystallized in the vacuoles during the degassing and cooling processes of these rocks.

Key-words: Lamproite, Neogene volcanism, vacuoles, paragenesis.

RESUMEN

Las rocas lamproíticas del Sureste de España constituyen dentro del vulcanismo neógeno uno de los exponentes geológicos más destacados de la actividad magmática producida en el sureste peninsular durante el Mioceno (Tortonense-Mesiniense). Estas rocas contienen información primordial sobre la composición del manto terrestre siendo, por tanto, muy importante su conservación. Además, las rocas lamproíticas de esta provincia volcánica, son sin duda una oportunidad única para estudiar las composiciones magmáticas de fluidos profundos, constituyendo un campo volcánico de interés internacional por su rareza y por su mineralogía. En este trabajo preliminar pretendemos recopilar y presentar las paragénesis de los mismos, así como los minerales cristalizados en las vacuolas durante los procesos de desgasificación y enfriamiento de estas rocas.

Palabras clave: Lamproíta, vulcanismo neógeno, vacuolas, paragénesis.

Geogaceta, 76 (2024), 79-82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta104845>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 24/02/2024

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

En las provincias de Albacete, Almería y Murcia, muy especialmente en esta última, existen una serie de enclaves volcánicos compuestos por rocas extraordinariamente únicas que sólo han sido descritas en unos pocos lugares del planeta. Este vulcanismo está repartido por la geografía de estas tres provincias y es muy importante debido a su rareza y al quimismo de sus rocas.

En este trabajo recopilamos la información elaborada y presentada hasta el momento por diferentes autores y visitamos cada uno de los lugares que presentan lamproítas, para estudiar las paragénesis de los mismos. También presentamos el análisis de algunos de los minerales cristalizados en las vacuolas de desgasificación de tres de estos yacimientos, motivo central de nuestro trabajo. Son yacimientos donde los magmas muestra-

ron un comportamiento gaseoso y permitieron la formación de estas burbujas.

Marco geológico

Las rocas lamproíticas de la Cordillera Bética aparecen en un contexto de hundimiento litosférico que se produjo durante el Mioceno superior. Dicha tectónica, junto con las tensiones producidas durante el Oligoceno al inicio del levantamiento alpino, provocaron que magmas calco-alcalinos y utrapotásicos, entre ellos los lamproíticos, se viesen favorecidos por las fracturas de tipo extensional y ascendieran a superficie. (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980; Doblas y Oyarzun, 1989). Los afloramientos volcánicos generalmente son pequeños centros emisores de rocas calcoalcalinas muy ricas en K, que están representados como pequeñas chimeneas y diques por toda la geografía de la provincia volcáni-

ca del Sureste y, en ocasiones, en edificios volcánicos más grandes, como en Canca-ríx, Vera, Barqueros y Zeneta. (Fig. 1) En cualquier caso, conforme nos desplazamos hacia el sur, se hace más frecuente la mezcla de estos magmas con fragmentos de la corteza terrestre, tal y como demuestran los enclaves xenolíticos de algunos de estos yacimientos (Venturelli et al, 1991; Cambeses y Scarrow, 2013).

Las lamproítas del Sureste de España, son sin duda una oportunidad única para estudiar las composiciones magmáticas de fluidos profundos, constituyendo un campo volcánico de interés internacional por su rareza y por su mineralogía.

Afloramientos destacados

De todos los afloramientos de lamproítas del sureste español destacamos aquellos con abundantes vacuolas y que tienen, además, numerosos minerales en ellas.

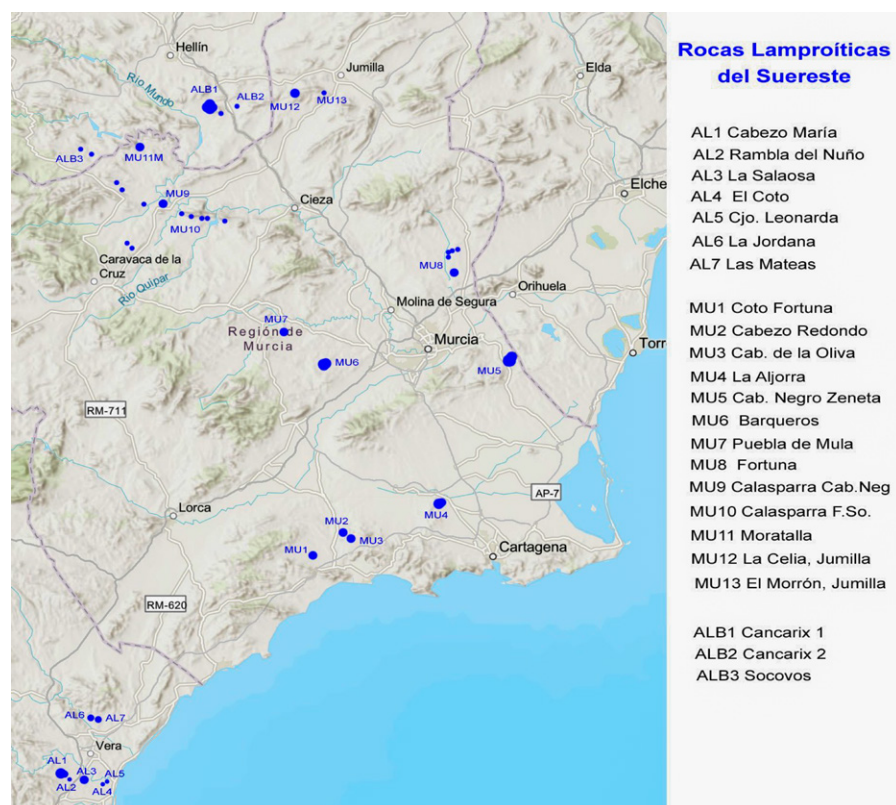


Fig. 1.- Ubicación geográfica de rocas lamproíticas en el Sureste Bético.

Fig. 1.- Location of lamproitic rocks in Southeast Betic.

El afloramiento de la Aljorra corresponde a una chimenea volcánica del Messiniense (Bellón et al. 1983) y está situado al oeste de la población de la Aljorra en el Cerro de la Cabezuela. La roca lamproítica está compuesta principalmente por olivino, diópsido, flogopita y sanidina (Cambeses y Scarrow, 2012) y presenta xenolitos de materiales neógenos del Tortoniense - Messiniense y de materiales permotriásicos del Nevado Filábride, esquistos y cuarcitas. Las zonas donde se presentan mayor número de vacuolas corresponden con los bordes del edificio volcánico. Sin embargo, las zonas centrales están formadas por una roca mucho más compacta en la que apenas se presentan.

El afloramiento de la Celia en Jumilla se corresponde con el cuerpo de un edificio volcánico asociado a un domo de evaporitas de edad triásica y está compuesto por una roca lamproítica de grano más grueso que el resto, esta roca es rica en olivino, flogopita, apatito y clinopiroxeno con sanidina. A esta roca se le consideró en principio una lamproita única y se le asignó el nombre de "Jumillita". En general apenas contiene vacuolas. Sin embargo, sí que presenta una fuerte alteración hidrotermal (García Cervigón, 1973; Arana y Pérez Sirvent, 1985). La al-

teración de la jumillita ha producido una roca porosa y granuda, que se disgrega con facilidad y que, al estudiarla con detenimiento, deja al descubierto una cantidad de cristales de paragénesis y características muy interesantes (Venturelli et al., 1991; Reolid, M. et al, 2015).

El afloramiento de Cancarix está situado en la provincia de Albacete y se corresponde con los restos de un pitón volcánico de edad comprendida entre Tortoniense y Messiniense, entre 8 y 5 Ma, lo mismo que los otros dos afloramientos. Este enclave presenta igualmente una geoquímica única que le dio nombre propio a las rocas lamproíticas que lo componen "Cancaritas". La roca está compuesta principalmente por olivino, flogopita, diópsido, enstatita, richterita y sanidina (Parga, I., 1935; Pellicer, M.J. 1973), considerándose una roca ultrapotásica. Además de ser un LIG, actualmente goza de la figura de protección de Monumento Natural (Reolid, M. et al, 2013).

Objetivo

El objetivo de este trabajo ha sido hacer una búsqueda de los minerales que se presentan en las vacuolas de las rocas lamproíticas del Sureste bético, sólo en aquellos yacimientos donde el compor-

tamiento gaseoso de los magmas permitió la formación de las mismas, así como la identificación estos minerales, intentando explicar la formación de algunos de ellos.

Metodología

Para la realización de este trabajo se visitaron todos los yacimientos donde aparecen lamproitas en esta provincia volcánica y se recogieron muestras que presentaban vacuolas.

Los yacimientos más interesantes en cuanto al contenido de fases minerales dentro de las vacuolas resultaron ser: La Aljorra, Barqueros, Jumilla y Cancarix, aunque no son los únicos. En las rocas recogidas, se localizaron las vacuolas que contuviesen cristales y se prepararon las muestras aislándolas del resto de roca. Seguidamente todas las muestras fueron inspeccionadas mediante lupa para una primera identificación de minerales bien cristalizados. Tras aislar y separar estos cristales, se procedió al análisis mediante SEM.

Hemos preferido esta técnica debido a la poca cantidad de muestra que proporcionaban las vacuolas y por que permite observar los minerales y sus texturas de forma detallada, a la vez que se obtiene la composición química. Se ha usado para ello, un microscopio electrónico de barrido de Emisión de campo (FESEM) APREO-S, con microanálisis por EDX. Las muestras han sido preparadas manualmente seleccionando los cristales bajo una lupa binocular Olympus SZX16 y fueron recubiertas con grafito.

Resultados y discusión

Los minerales dentro de las vesículas son siempre muy pequeños, debido al rápido enfriamiento y al poco espacio volumétrico que estas presentan para su desarrollo. Sin embargo, tienen una importancia crucial para comprender la mineralogía de estas rocas y, por tanto, la composición y temperatura de estos magmas. Los cristales en el interior de las vacuolas aparecen generalmente idiomorfos, bien terminados y nada deformados, nunca superiores a los 5 o 6 mm. Todos los minerales aquí citados (Tabla I) se muestran en tamaño milimétrico o submilimétrico salvo apatito y hematites en La Celia (Jumilla), que se encuentran en algunas zonas como cristales de varios

Mineral	Fórmula química	Alj	Canx	Jum	Mor	Barq	Zen	C.Mar
armalcolita	(Mg,Fe ²⁺)Ti ₂ O ₅	x	x					
hematites	Fe ₂ O ₃	x		x				
ilmenita	Fe ²⁺ TiO ₃	x		x				
magnetita	Fe ₃ O ₄	x						
pseudobrookita	Fe ₂ TiO ₅	x		x		x		
calcita	CaCO ₃	x		x				x
azoproita	(Mg,Fe ²⁺) ₂ (Fe ³⁺ ,Ti,Mg)(BO ₃)O ₂	x						
warwickita	(Mg,Ti,Fe,Al) ₂ O(BO ₃)	x						
yuanfuliita	Mg(Fe ³⁺ ,Al)O(BO ₃)			x				
barita	BaSO ₄			x				
celestina	SrSO ₄			x				
apatito -F	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F			x	x			
granate	X ₃ Z ₂ (SiO ₄) ₃	x						
titanita	CaTi(SiO ₄)O		x					
cordierita	(Mg,Fe) ₂ Al ₃ (AlSi ₅ O ₁₈)	x						
chayesita	K ₂ Mg ₂ (Mg ₂ Fe ³⁺)(Si ₁₂ O ₃₀)		x					
roedderita	K(Na)Mg ₂ Mg ₃ (Si ₁₂ O ₃₀)		x					
augita	(Ca _x Mg _y Fe _z)(Mg _{9-y-z} Fe _z)Si ₂ O ₆		x		x			
diópsido	CaMgSi ₂ O ₆			x				
enstatita	Mg ₂ Si ₂ O ₆	x				x		
richterita -K, F	Na(NaCa)Mg ₅ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂		x	x				
biotita	K(Fe ²⁺ /Mg) ₂ (Al/Fe ³⁺ /Mg/Ti)((Si/Al/Fe) ₂ Si ₂ O ₁₀)(OH/F) ₂	x						
flogopita -F	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	x		x	x			
analcima	Na(AlSi ₂ O ₆) · H ₂ O			x				
calcedonia	SiO ₂						x	x
clinoptilolita	M ₃₋₆ (Si ₃ Al ₆)O ₇₂ · 20H ₂ O						x	
harmotoma	Ba ₂ (Si ₁₂ Al ₄)O ₃₂ · 12H ₂ O		x					
offretita	KCaMg(Si ₁₃ Al ₃)O ₃₆ · 15H ₂ O		x					
ópalo	SiO ₂ · nH ₂ O	x						x
sanidina	K(AlSi ₃ O ₈)	x	x	x	x			
tridimita	SiO ₂	x	x					

Tabla I.- Fases minerales localizadas dentro de las vacuolas de las rocas lamproíticas, ordenadas según su localidad. (Alj= La Aljorra; Canx= Cancarix; Jum= Jumilla; Mor= Moratalla; Barq= Barqueros; Zen= Zeneta; C. Mar= Cabezo María).

Table I.- Mineral phases located within the vacuoles of lamproitic rocks, arranged according to their locality. (Alj= La Aljorra; Canx= Cancarix; Jum= Jumilla; Mor= Moratalla; Barq= Barqueros; Zen= Zeneta; C. Mar= Cabezo María).

centímetros y que aparecen incluidos por toda la roca. La richterita es otro mineral que aparece también en la Celia bien cristalizado con cristales relativamente grandes. En el resto de yacimientos todos los cristales son acordes con el espacio contenido en las vacuolas (Figura 2). En las vacuolas de La Aljorra, la enstatita va asociada casi siempre con fenocristales de flogopita. Además, este es el único yacimiento donde encontramos algunos minerales que pueden explicarse porque el magma atravesó rocas metamórficas en su salida al exterior, tales como granate y cordierita. La presencia de boratos en los yacimientos de La Aljorra y de Jumilla está relacionada bien con las rocas evaporíticas que atraviesan estos magmas o bien con los propios fluidos magmáticos.

Todos los minerales observados y recogidos en la tabla I, se han estudiado por SEM, y en algunos casos, mediante FESEM. El análisis elemental encontrado para los cristales estudiados es compati-

ble con los minerales que proponemos. Asimismo, las formas cristalinas observadas se corresponden con las esperadas para estas fases minerales. A continuación, se describen brevemente algunos de los minerales estudiados.

Minerales destacados (Figura 3)

Azoproita es un borato anhidro, del grupo de la ludwigita, que aparece en cristales prismáticos rectos muy finos, formando haces aciculares de color rojo oscuro, (Figura 2). El análisis mediante FESEM demuestra la presencia de Mg, Ti, Fe, O y B en la composición. Se encuentra en las coladas más al este del afloramiento de la Aljorra, casi siempre acompañada de tridimita y flogopita.

Warwickita, (Figura 3A) es un borato oxidado que arroja una composición de O, Mg, Al, Si, Ti, y Fe. Se encuentra en Jumilla y en La Aljorra, y se presenta formando cristales prismáticos muy finos de

color rojo a rojo oscuro casi negro. En las lamproítas este mineral fue localizado y estudiado por primera vez en las rocas de Jumilla (Bigi et al, 1991). Los cristales de warwickita suelen presentar cierta curvatura mientras que, en los otros dos boratos, azoproita y yuanfuliita son prácticamente rectos.

Yuanfuliita (Figura 3B) compuesto por Mg, Ti, Fe, Al y B ha sido recogida solo en Jumilla como agregados de cristales aciculares de color acaramelado brillantes. Se encuentran en matriz de la roca lamproítica, con crecimientos de hematites y calcita esferoidal blanca, recubiertos por sílice. La acompañan cristales muy pequeños de richterita y pequeños granos de sanidina. Este mineral en principio fue identificado en Jumilla como warwickita por Bigi et al en 1991. Posteriormente, estos mismos autores presentaron las diferencias con la yuanfuliita, (Appel et al, 1999), confirmando igualmente la presencia de este mineral para este afloramiento de lamproítas.

Harmotoma (Figura 3C) es una zeolita que se encuentra en la lamproíta de Cancarix. compuesto por Ba, Si, Al y H₂O. Se presenta en las vacuolas formando pequeños agregados esféricos de cristales alargados prismáticos entre blancos e incoloros. No todas las vacuolas del yacimiento muestran este mineral que, además, se puede confundir a simple vista con calcita.

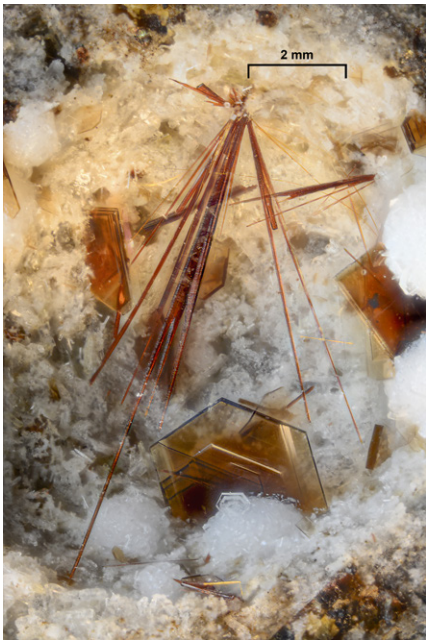


Fig. 2. Ejemplo de vacuola tapizada de cristales. Azoproita, flogopita y tridimita.
Fig. 2.- Example of a vacuole covered in crystals. Azoproite, phlogopite and tridymite.

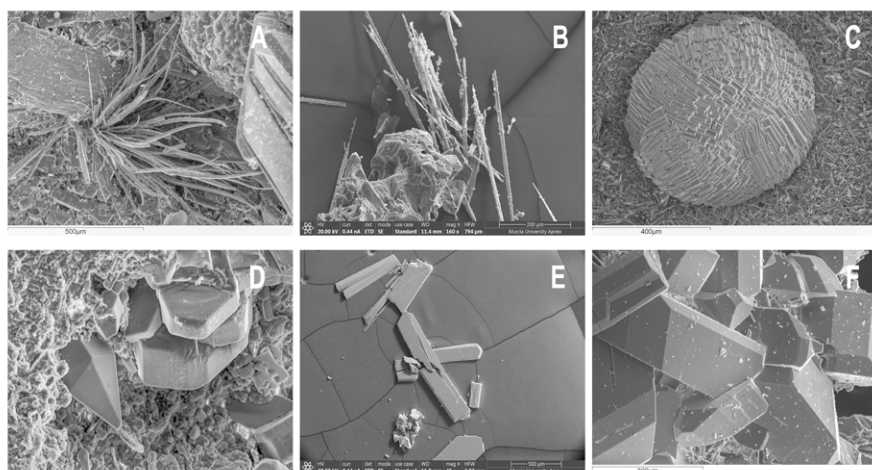


Fig 3.- Imágenes SEM de: A) warwickita. B) yuanfuliita. C) harmotoma. D) roedderita, titanite. E) enstatita. F) sanidina.

Fig 3.- SEM images of: A) warwickite. B) yuanfuliite. C) harmotoma. D) roedderite, titanite. E) enstatite, F) sanidine.

Roedderita (Figura 3D) es un mineral típico en las vacuolas del afloramiento de Cancarix. Aparece junto con chyesita, sanidina, richterita, sílice y titanita. Su análisis elemental indica la presencia de K, Na, Mg y Si. Se diferencia de chyesita por su mayor contenido en sodio y menos potasio. Este mineral se presenta en vacuolas con tono rojizo mientras que en las vacuolas grisáceas aparece chyesita. (Arrufat et al, 2019) Cancarix es el único afloramiento de rocas lamproíticas en el que hemos encontrado **titanita**, aparece en las vacuolas en formas esfenoidales monoclinicas de color amarillo amielado, junto a roedderita y chyesita. Los cristales suelen ser muy pequeños, no superando en ningún caso los 2 mm.

Enstatita (Figura 3E) es un piroxeno de Mg y Si, que cristaliza en prismas ortorrómbicos planos de color amarillo, amarillo grisáceo o verdoso, incluso marrón anaranjado, dependiendo de la cantidad de hierro que contenga. Es un mineral importante para determinar las condiciones de formación de las rocas ígneas. En nuestro estudio aparece en el afloramiento de la Aljorra junto a pseudobrookita, armalcolita, flogopita y tridimita. También se pueden encontrar en esas vacuolas, minerales opacos como ilmenita, magnetita y hematites en muy poca cantidad. Ha sido localizada también en algunas vacuolas del volcán de Barqueros.

Sanidina (Figura 3F) Aparece en las rocas lamproíticas de los tres yacimientos aquí representados Jumilla, la Aljorra y Cancarix. En estas dos últimas localidades, los cristales se encuentran en las pequeñas vacuolas de desgasificación del magma,

siendo un claro indicador de las condiciones termodinámicas y de la composición alcalina del mismo. Su composición arroja algo de Na en todos los casos. Son cristales maclados formando la típica macla de Carlsbad, tapizando el fondo de las geodas. En Jumilla aparece formando nódulos de estructura concéntrica o pequeños agregados granulares en la jumillita.

Conclusiones

Las rocas lamproíticas son, generalmente, muy compactas, y están muy poco alteradas en superficie. En estas rocas aparece flogopita en mayor o menor cantidad, aunque no en todos los yacimientos. De los afloramientos estudiados, las vacuolas de las rocas lamproíticas de la Aljorra son las que muestran mayor variedad de fases minerales en su interior, seguido por las vacuolas de los volcanes de Cancarix y Jumilla. Las lamproítas de esta región se caracterizan por su alto contenido en potasio. Sin embargo, de los pequeños minerales de las vacuolas muy pocos contienen este elemento químico en su composición. La importancia de los yacimientos de lamproítas de esta provincia volcánica estriba entre otros aspectos en la rareza de estas rocas y en su mineralogía.

Los minerales presentes en las vacuolas son casi exclusivos del yacimiento del que se refiere la muestra, conformando además paragénesis concretas e irrepetibles para otras lamproítas de la zona, de ahí la importancia de estos enclaves. En algunos casos, se pueden apreciar concentraciones de conductos de desgasificación que nos indican el sentido

de ascenso y flujo de los fluidos. Pero, no todos los afloramientos de lamproítas presentan vacuolas.

Contribución de los autores

Ambos autores han contribuido en la obtención y análisis de las muestras, creación de las figuras y en la redacción del artículo.

Agradecimientos

Agradecemos a los revisores anónimos todas las indicaciones constructivas que han ayudado a que nuestro trabajo sea de mejor calidad.

Referencias

- Appel, P., Bigi, S. y Brigatti, M.F. (1999) *European Journal of Mineralogy* 11, 483-491.
- Arana, R. y Pérez Sirvent, C. (1985). 5ª Reunión Científica de la Sociedad Española de Mineralogía.
- Arrufat Milán, L., Rosillo Martínez, J.F., Guillén-Mondéjar, F., Hernández Huéscar, J.M. y Alías Linares, M.A. (2019). *Macla* 24, 03-04.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983). *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 205-217. <https://doi.org/gnc6q2>
- Bigi, S., Brigatti, M.F. y Capedri, S. (1991). *American Mineralogist* 76, 1380-1388.
- Cambeses, A. y Scarrow, J.H. (2012). *Geogaceta* 52, 113-116.
- Cambeses, A. y Scarrow, J.H. (2013). *Geological Acta* 11 (3), 295-310.
- Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). *Geology* 17, 430-433. <https://doi.org/b7v477>
- García-Cervigón, A. (1973). *Estudio mineralógico y geoquímico de los productos de alteración de rocas ígneas al noroeste de la provincia de Murcia*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 685 p.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). *Estudios geológicos* 36, 5-63.
- Parga Pondal, I. (1935). *Trabajo Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Serie Geología* 39, 1-174.
- Pellicer, M.J. (1973). *Estudios Geológicos* 29, 99-106.
- Reolid, M., Sánchez-Gómez, M., Abad, I., Gómez-Sánchez, M.E. y de Mora, J. (2013). *Geoheritage* 5, 35-45.
- Reolid, M., Abad, I. y Sánchez-Gómez, M. (2015). *Journal of Iberian Geology* 41, 183-204. <https://doi.org/nn7n>
- Venturelli, G., Capedri, S., Barbieri, M., Toscani, L., Salvioli Mariani, E. y Zerbi, M. (1991). *European Journal of Mineralogy* 3, 123-145.

Aplicación del magnetismo de rocas al estudio del impacto de los incendios sobre las pizarras del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (España)

Magnetic analysis of slates from Courel Mountains UNESCO Global Geopark (Spain) for determining maximum temperatures of forest fires

Sara Torres-López^{1*}, Miguel Gómez-Heras¹ y Daniel Ballesteros^{2,3}

¹ Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, sara.torres@uam.es, miguel.gomezheras@uam.es

² Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel, Rúa do Courel 21, 27320 Quiroga, Lugo.

³ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva s/n 18071 Granada, dballesteros@ugr.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Spain is the country in Europe most affected by forest fires and they are increasingly frequent. Therefore, it is important characterising the effects on rocks of temperature increase, particularly in contexts in which geological heritage could be affected. This paper presents the study of rock magnetism as a potential technique to know the effects of temperature increase. This technique allows knowing mineralogy, mineralogical transformations associated with temperature and time, as well as the maximum temperatures reached during a fire.

Key-words: Courel Mountains, Rock Magnetism, fires, geological heritage, maximum temperatures

RESUMEN

España es el país más afectado por incendios forestales de Europa y su frecuencia va aumentando. Por tanto, es importante caracterizar los efectos que el aumento de temperatura genera sobre las rocas, especialmente en contextos en los que el patrimonio geológico pueda verse afectado. Este trabajo presenta el estudio de magnetismo de rocas como una potencial técnica para conocer los efectos producidos por el aumento de temperatura. Esta técnica permite conocer la mineralogía, transformaciones mineralógicas asociadas a la temperatura y tiempo, así como la temperatura máxima alcanzada durante un incendio.

Palabras clave: Montañas do Courel, magnetismo de rocas, incendios, patrimonio geológico, temperaturas máximas

Geogaceta, 76 (2024), 83-86

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100801>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 06/07/2023

Fecha de revisión: 19/04/2024

Fecha de aceptación: 07/06/2024

Introducción

España es el país con mayor número de incendios forestales y superficie quemada de toda Europa según European Forest Fire Information System (<https://effis.jrc.ec.europa.eu/>), siendo Galicia una de las regiones más afectadas. La emergencia climática y los eventos hidrometeorológicos extremos, cada vez más frecuentes, hacen necesario prestar atención a los daños generados por los incendios en los materiales geológicos.

Un área de especial interés es el deterioro que los incendios pueden generar sobre los materiales asociados al patrimonio geológico, dado que el deterioro físico que sufren las rocas durante un incendio puede hacer peligrar la integridad de Lugares de Interés Geológico (LIG).

El Geoparque Mundial de la UNESCO de Montañas do Courel es una zona donde este problema es especialmente importante ya que una parte importante

de su territorio ha sufrido incendios en los últimos años, afectando a LIG como los Pliegues de Cuarcita Armoricana en las Traviesas.

En las últimas dos décadas, se han realizado numerosos estudios sobre los efectos del aumento de la temperatura sobre las propiedades mecánicas y los cambios mineralógicos que se producen en diferentes tipos de rocas debido al aumento de temperatura que se genera en un incendio, sobre todo en la literatura asociada al patrimonio cultural (p.ej. Gómez-Heras et al., 2009; Kompanikova et al., 2014; Ozguven y Ozcelik, 2014; Vázquez et al., 2022; Sánchez-Roda et al., 2023). Sin embargo, no existen muchos estudios que aborden esta problemática en el contexto del patrimonio geológico.

Aunque debido a la baja conductividad térmica de las rocas, los efectos más notables a corto plazo de un incendio se circunscriben a una capa externa no muy gruesa, las consecuencias de los cambios

mineralógicos y texturales pueden acelerar la meteorización a largo plazo (Gómez-Heras et al., 2009).

Aunque las cenizas e hidrocarburos generados durante un incendio son factores muy importantes a tener en cuenta para entender el comportamiento a largo plazo de las rocas (McCabe et al., 2010), gran parte de los cambios texturales y mineralógicos son proporcionales al aumento de la temperatura. Así, la determinación de las temperaturas máximas que podría haber alcanzado durante un incendio son un buen proxy para comprender el efecto que un incendio puede tener sobre los materiales geológicos.

Para la estimación de las temperaturas alcanzadas sobre rocas quemadas en incendios se han utilizado diversos métodos, como la acotación por rangos de cambios de fases minerales (p.ej., Vázquez et al., 2022), la termoluminiscencia (Sanjurjo-Sánchez et al., 2016) o la susceptibilidad magnética (Sánchez-Roda et al., 2022).

El objetivo de este trabajo es explorar nuevos métodos para inferir las temperaturas alcanzadas por los incendios en el contacto entre la cobertera vegetal y el sustrato rocoso con base en las propiedades magnéticas de las rocas.

Contexto Geológico

El Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (2019) se corresponde con un área montañosa de 678 km² de extensión, situada al sur de la Provincia de Lugo (NO de España; Fig. 1a). El sustrato geológico está dominado por pizarras y cuarcitas paleozoicas afectadas por pliegues y fallas variscas (Fig. 1b), así como fallas alpinas responsables del levantamiento del relieve actual y la fuerte incisión fluvial (ver Ballesteros et al., 2022).

Todos los años, las Montañas do Courel y su patrimonio geológico son víctimas de los incendios forestales. Tan solo durante el siglo XXI, el fuego ha arrasado el 33% del territorio (Fig. 1c), las áreas de matorral y pinares ocupan el 54 y 14% del Geoparque, respectivamente, frente a los bosques caducifolios (14%) y los cultivos, praderas y zonas urbanas (6%) (Ballesteros et al., 2022).

Análisis de mineralogía magnética

Los experimentos de magnetismo de rocas permiten determinar los minerales ferromagnéticos contenidos en la roca, su estabilidad magnética y las transformaciones sufridas a causa del aumento de temperatura.

Todos los experimentos de magnetismo de rocas se han realizado con una balanza de traslación de campo variable (VFTB, variable field translation balance) en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Cada muestra analizada fue pulverizada (300-400 mg) con un mortero de ágata.

Experimentos realizados

Se han realizado cuatro experimentos de magnetismo de rocas a dos especímenes de pizarra, uno de ellos era una pizarra afectada por el incendio de 2021 y el otro una pizarra no afectada. Ambas muestras son pizarras granudas grises de la Formación Luarca (Ordovícico Medio), relacionadas con el 37% de los LIG del Geoparque (Fig. 1b). La muestra afectada

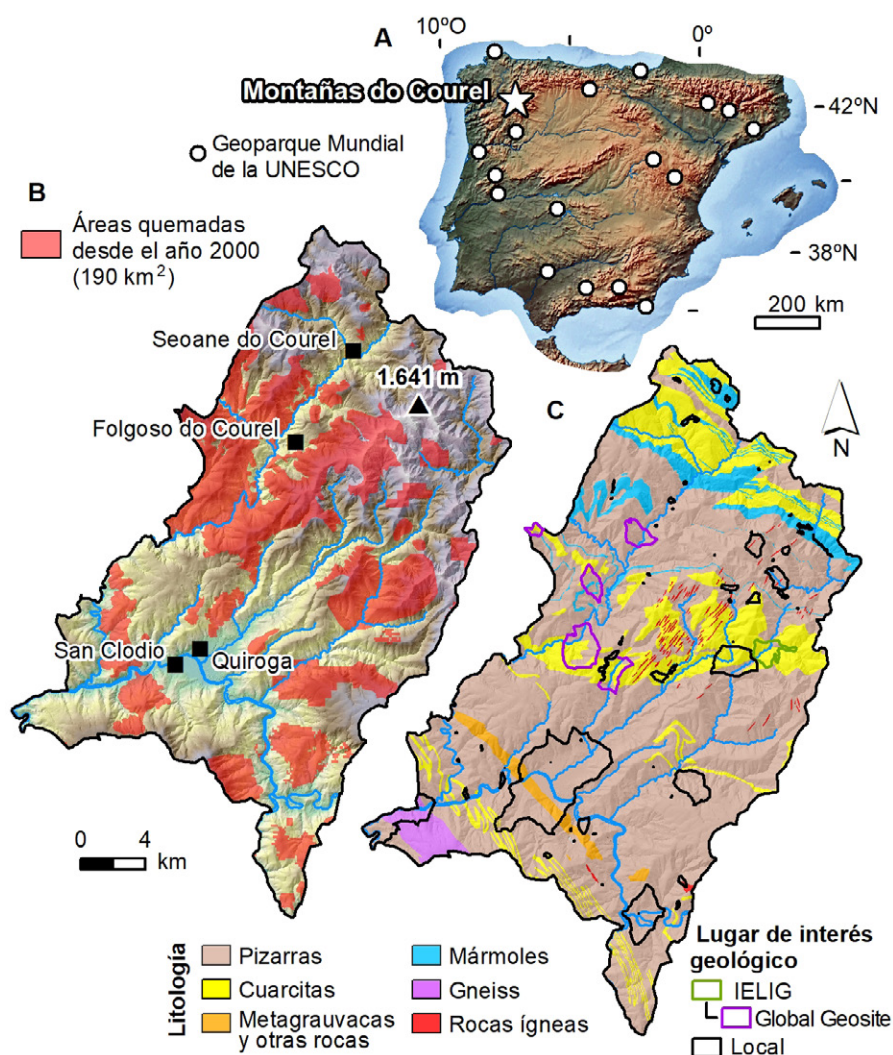


Fig.1. (a) Geoparques Mundiales de la UNESCO en la Península Ibérica. (b) Lugares de interés geológico (LIG) incluidos en el Inventario Español de Lugares de Interés geológico (IELIG), algunos de ellos declarados Global Geosite, y en el inventario del Geoparque, proyectados sobre el mapa litológico (Ballesteros et al., 2022). (c) Áreas quemadas del Geoparque Montañas do Courel desde el año 2000 según el Sistema Europeo de Información sobre Incendios Forestales, programa Copernicus de la Unión Europea. Ver figura en color en la web.

Fig.1. (a) UNESCO Global Geoparks in the Iberian Peninsula. (b) Sites of Geological Interest (LIG) included in the Spanish Inventory of Sites of Geological Interest (IELIG), some of them declared Global Geosites, and in the local inventory of the Geopark, projected on the lithological map (Ballesteros et al., 2022). (c) Burnt areas of the Courel Mountains Geopark since 2000 according to the European Information System on Forest Fires, Copernicus program of the European Union. See color figure in the web.

por el fuego se recogió en un pinar arrasado por el incendio de tipo superficie y copas de San Clodio de septiembre 2021 (Fig. 1c), mientras que la otra muestra se extrajo antes del incendio que afectó la localidad de muestreo al año siguiente.

Se ha sometido a las muestras a los siguientes experimentos:

Curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM). Tipo de mineral y concentración.

Ciclos de histéresis ($\pm 1T$). Estados de dominio y granulometría.

Curvas *Back-field*. Coercitividad del mineral.

Curvas termomagnéticas (miden

la magnetización de saturación (M_s) en función de la temperatura (T) hasta 700°C en aire. Temperaturas de Curie y transformaciones mineralógicas.

Para la interpretación de los datos se ha utilizado el programa *RockMag Analyzer* (Leonhardt, 2006).

Resultados

Se han realizado todos los experimentos en dos muestras de pizarras, una de ellas afectada por el incendio y la otra no.

En la Fig. 2 se puede observar los experimentos realizados en las dos mues-

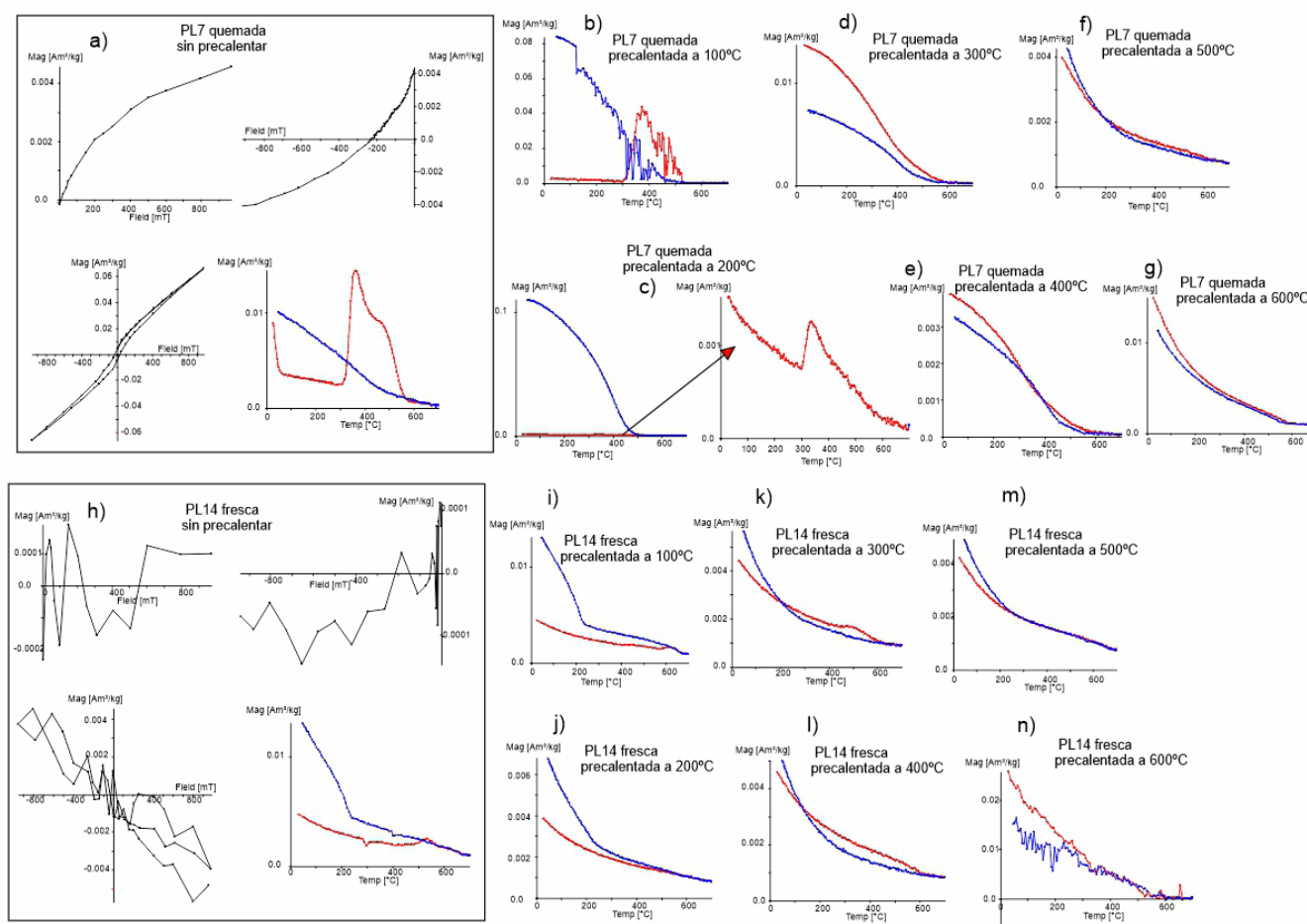


Fig.2 a) curva de adquisición de la IRM. Curva Back.field. Curva hysteresis loop. Curva termomagnética de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul). Pizarra quemada sin precalentar. **b,c,d,e,f,g)** Curvas termomagnética de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul) a diferentes temperaturas. Pizarra quemada.

Fig.2 h) curva de adquisición de la IRM. Curva Back.field. Curva hysteresis loop. Curva termomagnética de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul). Pizarra quemada sin precalentar. **i,j,k,l,m,n)** Curvas termomagnética de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul) a diferentes temperaturas. Pizarra fresca. Ver figura en color en la web.

Fig.2 a) IRM acquisition curve. Back.field curve. Hysteresis loop curve. Thermomagnetic heating (red) and cooling (blue) curve. Burnt slate without pre-heating. b,c,d,e,f,g) Thermomagnetic heating (red) and cooling (blue) curves at different temperatures. Burnt slate.

Fig.2 h) IRM acquisition curve. Back.field curve. Hysteresis loop curve. Thermomagnetic heating (red) and cooling (blue) curve. Burnt slate without pre-heating. i,j,k,l,m,n) Thermomagnetic heating (red) and cooling (blue) curves at different temperatures. cool slate. See color figure in the web.

tras. Fig. 2a superior izquierda muestra la curva de adquisición de la IRM que no se satura a campo de 1T. Este comportamiento indica, probablemente, la presencia de goetita. En la Fig. 2a superior derecha se representa la curva de back-field por debajo de -200 mT, la cual es indicativa de minerales de alta coercitividad compatible con la goetita.

La histéresis presenta forma típica de mezcla entre magnetita y goetita y, por último, en la Fig. 2a inferior derecha observamos las curvas termomagnéticas. La curva de calentamiento (en rojo) muestra caída alrededor de 80 °C, T^0 de Curie de la goetita, además, se observa alteración y creación de minerales a partir de 350°C, esto implica que esa muestra no ha superado esa temperatura durante el incendio. Se observa un aumento de magnetización a partir de 300 grados y

tres caídas de la magnetización: a 420°C posiblemente maghemita, o lepidocrocita una segunda caída a 580°C indicativa de magnetita, en parte generada durante el calentamiento en el horno y una tercera caída a 700°C de hematites que enmascara en la IRM y en el back-field a la magnetita. Las curvas de calentamiento y enfriamiento no son reversibles por lo que se ha producido una alta transformación mineralógica debido al calentamiento. Si comparamos los resultados obtenidos con una muestra de pizarra sin estar afectada por el incendio observamos: en la Fig. 2h) la muestra presenta mucho ruido, baja magnetización y coercitividad en la curva de back-field. La curva de calentamiento muestra la presencia de paramagnéticos y generación de un pequeño porcentaje de magnetita.

Dado que las muestras de partida son

diferentes realizamos los mismos cuatro experimentos con calentamientos y enfriamientos controlados mediante hornos con apantallamientos de μ -metal que permiten un aislamiento casi total del campo magnético ambiental. Hemos empleado los desmagnetizadores térmicos TD48-SC y TD48-DC (ASC). Se han calentado las muestras y realizado los experimentos a 100, 200, 300, 400, 500 y 600°C, con el fin de determinar el comportamiento y evolución de los minerales a partir de la temperatura controlada.

En la figura 2b observamos que toda la goetita ha sido destruida tras precalentar la muestra a 100°C, esto indica que el incendio no superó, al menos en la muestra, los 80°C. En las fig. 2b y 2c se observa como se sigue formando magnetita, mientras que a partir de los 300°C comienza a ser reversible la curva de

enfriamiento indicando menos transformación. A partir de los 400 °C y durante los 500 y 600°C (fig. 2e, f y g) se observa que la roca presenta un comportamiento paramagnético (curva cóncava) y generación de hematites por transformación de la magnetita. Lo que se observa es una constante formación de magnetita a partir del calentamiento en la pizarra fresca y generación de maghemita y/o lepidocrocita a partir de precalentamiento de 200°C en la pizarra quemada.

Con respecto a la muestra fresca en las sucesivas curvas correspondientes a su precalentamiento (fig. i,j,k,l,m y n), se observa que sigue predominando los paramagnéticos y generando pequeños porcentajes de magnetita

En rocas con paramagnéticos es típico que no se pierda la magnetización de la muestra a pesar del calentamiento.

Discusión

El uso de diferentes técnicas para entender cómo se comporta un material geológico al someterlo a altas temperaturas es crucial para entender el deterioro que puede generar un incendio sobre ellos, dado que muchos de los efectos generados a partir de un incendio tienen que ver con el aumento de temperatura.

Este conocimiento del comportamiento de los materiales tiene utilidad para poder establecer estrategias de protección o restauración del elemento litológico del patrimonio geológico. Este elemento es especialmente importante cuando el valor patrimonial de determinado lugar geológico puede perderse si los materiales que lo forman se ven modificados composicional, textural o estructuralmente.

El estudio del magnetismo de rocas nos ofrece un método con el cual poder estimar las temperaturas alcanzadas en los incendios de una manera muy precisa, observando las transformaciones y/o alteraciones mineralógicas con la temperatura y el tiempo. Así, esta técnica se suma a otras utilizadas hasta ahora como: acotación por rangos de cambios de fases minerales (p.ej. Vázquez et al., 2022), la termoluminiscencia (Sanjurjo-Sánchez et al., 2016) o la susceptibilidad magnética (Sánchez-Roda et al., 2022).

Este estudio es una aproximación al

uso del magnetismo de las rocas para el conocimiento de como las altas temperaturas alcanzadas durante un incendio afectan a los materiales. No obstante, este estudio demuestra el potencial de usar más técnicas relacionadas con el magnetismo para determinar no solo la mineralogía y las máximas temperaturas alcanzadas, sino también transformaciones mineralógicas, tamaño de grano y estado de dominios. Un aspecto importante es controlar la distancia a la superficie de la roca en contacto con el fuego, debido a que las rocas presentan una baja conductividad y, a pocos milímetros o centímetros se pierde el efecto de la temperatura en la mineralogía. No tener esos datos limita las interpretaciones sobre las temperaturas estimadas durante el incendio.

Conclusiones

Se ha determinado la presencia de mineralogía ferromagnética distinta entre el mismo material afectado por un incendio y sin afectar. Se han establecido tipos de minerales y temperaturas de transformación.

Se ha determinado que la temperatura alcanzada en el incendio por las pizarras muestreadas afectadas por el incendio de San Clodio en 2021 fue inferior a 100 grados. Esto es compatible con el tipo de incendio, fundamentalmente de tipo copas y, en menor medida, de superficie. Sin embargo, es posible que la superficie en contacto directo con el fuego alcanzase temperaturas superiores.

Los ensayos realizados sobre la muestra no afectada por el incendio, muestra unos patrones diferentes a la muestra incendiada. Consideramos que la falta de muestras y control sobre la localización exacta de las muestras y su relación de posición con el fuego han limitado el alcance del estudio.

Contribución de los autores

Torres-López: Conceptualización, Metodología, Adquisición de datos Ensayos de laboratorio, Interpretación de resultados, Figuras (2), Redacción del manuscrito, Revisión del manuscrito.

Gomez-Heras: Conceptualización, Redacción del manuscrito, Revisión del

manuscrito.

Ballesteros: Muestreo, Figuras (1), Revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Al Geoparque de Montañas do Courel (Contrato de asistencia técnica a estudios para la evaluación de los efectos del incendio de septiembre de 2021 del área Rairos-Montaña do Lor (Geoparque de Courel)) y los proyectos PIC2020-116896RB-C21 y PIC2020-116896RB-C22 del MCIN/AEI/10.13039/501100011033.

Al grupo de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos por facilitarnos el uso del laboratorio.

Referencias

- Ballesteros, D., Caldevilla, P., Vila, R., Barros, X.C., Rodríguez-Rodríguez, L., et al. (2022). *Geoheritage* 14, 41. <https://doi.org/kg5t>
- European Forest Fire Information System (EFFIS). <https://effis.jrc.ec.europa.eu/reports-and-publications>
- Gomez-Heras, M., McCabe, S., Smith, B.J. y Fort, R. (2009) *Journal of Architectural Conservation* 15(2), 47-58. <https://doi.org/gm3tm4>
- Kompaniková, Z., Gomez-Heras, M., Michňová, J., Durmeková, T. y Vlčko, J. (2014). *Environmental Earth Sciences* 72(7), 2569-2581. <https://doi.org/f6hvnd>
- Leonhardt, R. (2006). *Computers and Geosciences* 32(9), 1420-1431
- McCabe, S., Smith, B.J. y Warke, P.A. (2010). *Engineering Geology* 115, 217-225. <https://doi.org/djx3qm>
- Ozguven, A. y Ozcelik, Y. (2014). *Engineering Geology* 183, 127-136. <https://doi.org/f6wct8>
- Sánchez-Roda, A., Oliva-Urcia, B. y Gómez-Heras, M. (2022). *Applied Sciences* 12(19), 10033. <https://doi.org/kf4m>
- Sánchez-Roda, Gómez-Heras, M. A. Oliva-Urcia, B., (2023). *Geogaceta* 73,75-78. <https://doi.org/10.55407/geogaceta95403>
- Sanjurjo-Sánchez, J., Gómez-Heras, M., Fort, R., Álvarez de Buergo, M., Benito, R. I. y Bru, M.A. (2016). *Microchemical Journal* 127, 247-255. <https://doi.org/f8pwpj>
- Vázquez, P., Benavente, D., Montiel, D. y Gomez-Heras, M. (2022). *Applied Sciences* 12(1), 188. <https://doi.org/h3z6>

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOGACETA (2024)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 75

Authors index for Volume 75

Alonso-Zarza, Ana M.	27-30	Fernández Menéndez, Susana ...	91-94	Pérez Bautista, Marina	79-82
Amaya Yaeggy, Gerardo	87-90	Galé, Carlos	103-106	Pérez-López, Rafael	87-90
Antigüedad, Iñaki	71-74	Gamisel-Muzás, África	83-86	Pérez-Rivarés, Javier	11-14
Antonio Casas-Sainz, Antonio ...	43-46	Garcés, Miguel	11-14	Pla-Pueyo, Sila	79-82
AranburuArtano, Arantza...71-74;75-78		García-Sansegundo, Joaquín ...	31-34	Rábano, Isabel	51-54
Arenas, Concha	7-10; 11-14	Gil, Andrés	11-14; 103-106	Rafael Carvajal,	67-70
Arenillas, Ignacio	59-62	Gilabert, Vicente	59-62	Rey-Moral, Carmen	83-86
Arias Ferrero, Francisco	51-54	Gimeno, María J.	11-14	Rodríguez-Berriguete, Álvaro ...	27-30
Arlegui Crespo, Luis	99-102	Gisbert Aguilar, Josep	15-18	Rodríguez-Pintó, Adriana	19-22
Arz, José Antonio	59-62	Guarido, Andrea	55-58	Román Berdiel, Teresa	47-50
Auqué, Luis	11-14	Gutiérrez-Marco, Juan Carlos ...	51-54	Romero, Sara	51-54
Aurell, Marcos	3-6	Lago, Marceliano	103-106	Romero-Matos, Jonatan	87-90
Ayala, Concepción	83-86	Larena, Zuriñe	7-10	Rubio, Félix	83-86
Baceta, Juan Ignacio	7-10	Lázaro-González, Raúl	39-42	Ruiz Blasco, Daniel	47-50
Bartolomé, Miguel	95-98	Liesa, Carlos L.	23-26; 39-42	Ruiz Cánovas, Carlos	87-90
Basallote, María Dolores	87-90	López Medrano, Ramiro	51-54	Sánchez López, Laura	87-90
Bastida, Joaquín	11-14	Luetscher, Marc	95-98	Sanz de Galdeano, Carlos ...	63-66; 67-70
Belandria Rodriguez, Norly ...	99-102	Luzón, Aránzazu	23-26	Simón Muzás, Ana	35-38
Benito, Gerardo	95-98	Majarena, Urbez	103-106	Simón, José L.	107-110
BodegoAldasoro, Arantxa...71-74;75-78		Margalef, Aina	35-38	Simón-Porcar, Guillermo	107-110
Cabrera, Lluís	11-14	Martín-García, Rebeca	27-30	Soria, Ana R.	23-26
Calvín, Pablo	19-22	Martín-León, Juliana	83-86	Soto, Ruth	35-38; 83-86
Casas Sainz, Antonio	35-38	Martín-Pérez, Andrea	27-30	Steel-Hart, Lourenço	43-46
Castanera, Diego	55-58	Mayayo, María J.	23-26	Steven Anangonó-Tutasig, Ronny ...	91-94
Castellanos Vázquez, Maira ...	87-90	Membrado Royo, Inés	15-18	Stoll, Heather	95-98
Clariana, Pilar	31-34; 35-38	Mochales, Tania	83-86	Toro Mora, Rosibeth	99-102
Clavero Toledo, José Luis	63-66	Moreno, Ana	95-98	Torromé, Diego	3-6
Cobos, Alberto	55-58	Murelaga, Xabier	7-10	Úcar Navarro, Roberto	99-102
Colmenar, Jorge	51-54	Oliva-Urcia, Belén	19-22	Uriarte, Jesús Ángel	75-78
Damas Mollá, Laura	71-74; 75-78	Osácar, M. Cinta	11-14	Valero, Luis	11-14
De Cos Juez, Francisco Javier ...	91-94	Peiro, Alba	107-110	Yus, Rafael	63-66
Esteban, José Julián	103-106	Pereira, Sofia	51-54	Zabaleta, Ane	75-78

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOGACETA (2024)

ÍNDICE DE AUTORES, VOLUMEN 76

Authors index for Volume 76

Abad, Isabel	23-26	García-López, Santiago	47-50	Niazi, Saida	27-30
Aboumaria, Khadija	27-30	Gázquez, Fernando...11-14;67-70;71-74		Ouargaga, Ali	35-38
Alcalde, Juan	15-18	Gil-Ortiz, Marc	15-18	Pedreira, Antonio	43-46
Alfaro, Pedro	43-46	Gómez-Heras, Miguel	83-86	Pérez Gamarra, Francisco Javier ...	47-50
Alías Linares, M ^a Asunción ...	79-82	González-Ramón, Antonio...51-54;63-66		Pérez-Valera, Fernando	39-42
Amine, Afaf	27-30; 35-38	Gutiérrez-Marco, Juan Carlos	3-6	Pérez-Valera, Luis A.	39-42
Andonaegui, Pilar	75-78	Haddane, Rida	27-30; 35-38	Preto, Nereo	23-26
Arenas, Concha	19-22	Heinemann, Niklas	15-18	Ramos, Adrià	7-10; 43-46
Arrufat Milán, Luis	79-82	Jaímez, Javier	15-18	Reicherter, Klaus	11-14
Ayadi, Chaima	23-26	Jiménez Espinosa, Rosario	63-66	Reolid, Matías	23-26
Baceta, Juan Ignacio	19-22	Jiménez-Bonilla, Alejandro		Rodríguez-Rodríguez, Miguel	
Balanyá, Juan Carlos	31-34 11-14; 31-34; 55-58	 11-14; 55-58; 71-74	
Ballesteros, Daniel	83-86	Jiménez-Espinosa, Rosario	51-54	Rúa, Eider	15-18
Baranyi, Viktória	23-26	Jiménez-Moreno, Gonzalo	71-74	Ruiz Taboada, Arturo	75-78
Blanco, Anabell	15-18	Jin, Xin	23-26	Ruiz-Caballero, Elvira	67-70
Cabello, Patricia	15-18	Jódar Bermúdez, Jorge ...	63-66; 51-54	Ruiz-Ortiz, Verónica	47-50
Calaforra, José María	67-70	Kouya, Toufik	35-38	Saadi, Mohamed	27-30
Cañada-Pasadas, Jorge	71-74	Larena, Zuriñe	19-22	Sánchez-Gómez, Mario	39-42
Caracciolo, Luca	15-18	López-Blanco, Miguel	15-18	Sanz, David	39-42
Cuevas, José L.	15-18	Loydell, David K.	3-6	Shi, Zhiqiang	23-26
De Mesquita Veloso, Fernanda		Martegani, Lucia	11-14; 71-74	Štorch, Petr	3-6
de Ruig, Menno J.	43-46	Martín Ruiz, Carmen	63-66	Torres-López, Sara	83-86
de Santisteban Bové, Carlos	7-10	Martin-Rojas, Iván	43-46	Trigueros-Ramos, Luis	39-42
Díaz-Azpiroz, Manuel	31-34	Montes-Vega, María José	55-58	Varela, Augusto N.	15-18
El Ouardi, Hmidou	35-38	Moral-Martos, Francisco		Vélez-Nicolás, Mercedes	47-50
Expósito, Inmaculada	31-34 55-58; 59-62; 63-66		Villegas Santos, Rocío	47-50
Falivene, Oriol	15-18	Morales González, Antonio L.		Viseras, César	15-18
Fernández-Cortés, Ángel	67-70 51-54; 63-66		Voigt, Claudia	11-14; 71-74
Franceschi, Marco	23-26	Mouljebouj, Soukaina ...	27-30; 35-38	Yanes, José Luis	55-58; 59-62
Fryda, Jiří	3-6	Muñoz Muñoz, Juan Francisco...	47-50	Yeste, Luis M.	15-18
García-Alix, Antonio	71-74	Murelaga, Xabier	19-22		

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOGACETA (2024)

ÍNDICE DE LOS VOLÚMENES 75 y 76

Index of Volumes 75 and 76

VOLUMEN / VOLUME 75

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA/STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

- Upper Campanian continental oncolites in the Montalbán subbasin (Allueva Fm, Iberian Chain) 3-6
Diego Torromé and Marcos Aurell
- Stratigraphy and sedimentology of a Lower-Middle Miocene section in the Miranda-Trebiño Basin, NE Iberia/*Estratigrafía y sedimentología de la sección del Mioceno Inferior-Medio de la Cuenca de Miranda-Trebiño, NE Iberia* 7-10
Zuriñe Larena, Concha Arenas, Juan Ignacio Baceta, and Xabier Murelaga
- The Oligocene–Miocene transition climate recorded in a lacustrine sequence, Ebro Basin: preliminary insights/*El clima de la transición Oligoceno-Mioceno registrado en una secuencia lacustre de la cuenca del Ebro: resultados preliminares* 11-14
Concha Arenas, Lluís Cabrera, M. Cinta Osácar, Luis Valero, Javier Pérez-Rivarés, Joaquín Bastida, Miguel Garcés, Luis Auqué, Andrés Gil and María J. Gimeno
- Estructuras microbianas en la Laguna de La Playa (Bujaraloz, NE España)/*Microbial structures in La Playa playa-lake (Bujaraloz, NE Spain)* 15-18
Inés Membrado Royo y Josep Gisbert Aguilar
- Propiedades magnéticas del depósito detrítico de la cueva del Granito (Valle de Bujaruelo, Zona Surpirenaica), observaciones preliminares/*Magnetic properties of the detrital deposit of the Granite Cave (Bujaruelo Valley, Central Pyrenees)* 19-22
Belén Oliva-Urcia, Pablo Calvín, Adriana Rodríguez-Pintó
- El registro tectónico y climático de una serie lacustre synrift: la Formación Villanueva de Huerva (Cretácico Inferior, subcuenca de Aguilón)/*The tectonic and climatic record of a synrift lacustrine series: The Villanueva de Huerva Formation (Lower Cretaceous, Aguilón subbasin)* 23-26
Ana R. Soria, Aránzazu Luzón, María J. Mayayo y Carlos L. Liesa
- Significado paleoambiental de los ooides y oncooides de las calizas del Barranco de Azuaje (Gran Canaria)/*Paleoenvironmental significance of ooids and oncooids from the limestones of the Barranco de Azuaje (Gran Canaria)* 27-30
Álvaro Rodríguez-Berriguete, Ana M. Alonso-Zarza, Rebeca Martín-García y Andrea Martín-Pérez

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA/STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

- La relación entre el metamorfismo y la deformación Varisca en el domo de La Pallaresa, sector central de la Zona Axial pirenaica/*Relationship between metamorphism and Variscan deformation in the Pallaresa dome, central sector of the Pyrenean Axial Zone* 31-34
Pilar Clariana y Joaquín García-Sansegundo
- Foliación y fábricas magnéticas asociadas a interferencia de pliegues en la Zona Axial Pirenaica (La Seu d'Urgell, Lleida)/*Foliation and magnetic fabrics associated with fold interference in the Pyrenean Axial Zone (La Seu d'Urgell, Lleida)* 35-38
Ana Simón Muzás, Antonio Casas Sainz, Ruth Soto, Pilar Clariana, Aina Margalef
- La Fosa de Morés (Cordillera Ibérica): extensión triásica e inversión cenozoica /*The Morés trough (Iberian Chain): Triassic extension and Cenozoic inversion* 39-42
Raúl Lázaro-González y Carlos L. Liesa
- Pliegues, zonas de cizalla, cabalgamientos y mecanismos de deformación en estructuras alpinas de la cubeta de Cuevas de Cañart (Cordillera Ibérica)/*Folds, shear zones, thrusts and deformation mechanisms in the Cuevas de Cañart basin (Iberian Chain)* 43-46
Lourenço Steel-Hart y Antonio Casas-Sainz
- Evolución tectónica del entorno del Cabalgamiento de la Sierra de Arcos (Ariño, Cordillera Ibérica nororiental)/*Tectonic evolution around the Sierra de Arcos thrust (Ariño, northeaster Iberian Chain)* 47-50
Daniel Ruiz Blasco y Teresa Román Berdiel

PALEONTOLOGÍA/PALEONTOLOGY

- Nuevo yacimiento de trilobites en la Formación Agüeira (Ordovícico Superior) del sinclinal de Vega de Espinareda (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): su interés estratigráfico/ *A new trilobite locality from the Agüeira Formation (Upper Ordovician) of the Vega de Espinareda synclinal (West Asturian-Leonese Zone, NW Spain) and its stratigraphical interest* 51-54
Sara Romero, Sofia Pereira, Ramiro López Medrano, Francisco Arias Ferrero, Isabel Rábano, Jorge Colmenar y Juan Carlos Gutiérrez-Marco
- Iconitas de dinosaurios en el Jurásico Superior de La Puebla de Valverde (Teruel, España)/*Dinosaur tracks from the Late Jurassic of La Puebla de Valverde (Teruel, Spain)* 55-58
Andrea Guarido, Diego Castanera y Alberto Cobos
- aberrant planktic foraminifera at Agost (SE Spain) after the Cretaceous/Paleogene boundary* 59-62
Ignacio Arenillas, José Antonio Arz y Vicente Gilabert

GEOMORFOLOGÍA/GEOMORPHOLOGY

- La evolución de las laderas de la Sierra de Alhama (provincias de Granada y Málaga). Influencia de la estructura geológica y la paleosismicidad/ *The evolution of the slopes of the Sierra de Alhama (Granada and Malaga provinces). Influence of the geologic structure and the paleoseismicity* 63-66
José Luis Clavero Toledo, Carlos Sanz de Galdeano y Rafael Yus

Deslizamientos en Sierra Elvira (provincia de Granada). Su probable relación con paleoterremotos/ <i>Landslides in Sierra Elvira (Granada province). Their probable relation with palaeoearthquakes</i>	67-70
Carlos Sanz de Galdeano y Rafael Carvajal	
PATRIMONIO GEOLÓGICO/GEOLOGICAL HERITAGE	
Rocas del Cementerio de Begoña (Bilbao, Bizkaia)/ <i>The stones of Begoña Cemetery (Bilbao, Bizkaia)</i>	71-74
Laura Damas Mollá, Arantxa Bodego Aldasoro, Iñaki Antigüedad y Arantza Aranburu Artano	
Talleres sobre geología y patrimonio cultural en el Geoparque Unesco Las Loras (Burgos/Palencia)/ <i>Geology and Cultural Heritage workshops in Unesco Las Loras Geopark (Burgos/Palencia)</i>	75-78
Laura Damas Mollá, Arantxa Bodego, Jesus Angel Uriarte, Ane Zabaleta y Arantza Aranburu	
ENSEÑANZA DE LA GEOLOGÍA/TEACHING GEOLOGY	
Trabajando el concepto de fósil en el segundo ciclo de Educación Primaria: estudio piloto en un centro escolar granadino/ <i>Learning the concept of fossil in the second cycle of Primary Education: a pilot study at a school in Granada (Spain)</i>	79-82
Sila Pla-Pueyo, Marina Pérez Bautista	
GEOFÍSICA/GEOPHYSICS	
Bouguer and aeromagnetic anomalies in the Iberian Chain (NE Spain); a qualitative interpretation/ <i>Anomalías de Bouguer y aeromagnéticas de la Cordillera Ibérica (NE España); una interpretación cualitativa</i>	83-86
Ruth Soto, África Gamisell-Muzás, Concepción Ayala, Juliana Martín-León, Tania Mochales, Carmen Rey-Moral2 and Félix Rubio	
GEOLOGÍA AMBIENTAL/ENVIRONMENTAL GEOLOGY	
Comportamiento de los metales en un estuario afectado por drenaje ácido de mina durante un ciclo mareal (estuario del Río Tinto, SO España)/ <i>Metals behaviour in an estuary affected by acid mine drainage during a tidal cycle (Tinto River estuary, SW Spain)</i>	87-90
Laura Sánchez López, Jonatan Romero-Matos, Rafael Pérez-López, Carlos Ruiz Cánovas, María Dolores Basallote, Maira Castellanos Vázquez y Gerardo Amaya Yaggy	
GEOLOGÍA PLANETARIA/PLANETARY GEOLOGY	
High-resolution topography of Gusev crater using CTX data (Mars)/ <i>Topografía de alta resolución de cráter Gusev a partir de datos CTX (Marte)</i>	91-94
Ronny Steeven Anangón-Tutasig, Francisco Javier De Cos Juez, Susana Fernández Menéndez	
HIDROGEOLOGÍA/HIDROGEOLOGY	
Extreme flood events in the western Mediterranean: integrating numerical MODelling and flood records in KARST systems (MODKARST project)/ <i>Eventos extremos de inundación en el Mediterráneo Occidental: integrando modelos numéricos y registro de inundaciones en sistemas kársticos (proyecto MODKARST)</i>	95-98
Miguel Bartolomé, Marc Luetscher, Heather Stoll, Ana Moreno y Gerardo Benito	
INGENIERÍA GEOLÓGICA Y GEOTECNIA/ENGINEERING GEOLOGY AND GEOTECHNICS	
Criterios de rotura no lineales para la estabilidad de taludes en macizos rocosos con deslizamiento plano/ <i>ENonlinear failure criteria for the stability of slopes in rock masses with planar sliding</i>	99-102
Roberto Úcar Navarro, Luis Arlegui Crespo, Norly Beldandria Rodríguez y Rosibeth Toro Mora	
PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA/PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY	
Edad del magmatismo cisuraliense en el Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel)/ <i>Age of the Cisuralian magmatism in the Montalbán Anticline (Iberian Chain, Teruel)</i>	103-106
Urbez Majarena, José Julián Esteban, Carlos Galé, Marceliano Lago y Andrés Gil	
RIESGOS GEOLÓGICOS/GEOLOGICAL HAZARDS	
Efectos geológicos del terremoto de Usé de 1953 (Zaragoza, Cordillera Ibérica)/ <i>Geological effects of the 1953 Usé earthquake (Zaragoza, Iberian Chain, Spain)</i>	107-110
José L. Simón, Alba Peiro y Guillermo Simón-Porcar	
VOLUMEN / VOLUME 76	
ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY	
El Pintado (Geoparque Mundial de la UNESCO Sierra Norte de Sevilla), séptimo Estratotipo Global de Límite ubicado en España y primero de Andalucía (GSSP Telychiense, Llandovery: Sistema Silúrico) / <i>El Pintado (base Telychian GSSP, Llandovery: Silurian System), seventh Global Boundary Stratotype Section and Point located in Spain and first in Andalusia (Sierra Norte de Sevilla UNESCO Global Geopark)</i>	3-6
Juan Carlos Gutiérrez-Marco, David K. Loydell, Petr Štorch y Jiří Frýda	
Tipología y estructura de depósitos de tamiz en la franja terminal de abanicos aluviales de bajo relieve (Rambla Castellarda, Valencia) / <i>Type and structure of sieve deposits in the terminal strip of low relief alluvial fans (Rambla Castellarda, Valencia)</i>	7-10
Carlos de Santisteban Bové y Adrià Ramos	
Gypsum crystal morphologies in lake sediments for paleoclimate reconstructions: a case study in Fuente de Piedra playa-lake (Málaga) / <i>Morfologías de cristales de yeso en sedimentos lacustres para reconstrucciones paleoclimáticas: un caso de estudio en la laguna de Fuente de Piedra (Málaga)</i>	11-14
Lucía Martegani, Fernando Gázquez, Claudia Voigt, Alejandro Jiménez-Bonilla, Miguel Rodríguez-Rodríguez and Klaus Reicherter	
Sedimentology for energy transition: SOSGAS project, an example of workflow approach to reservoir quality assessment / <i>Sedimentología para la transición energética: proyecto SOSGAS, un ejemplo de flujo de trabajo para la evaluación de calidad de reservorios</i>	15-18
César Viseras, Patricia Cabello, Luis M. Yeste, Juan Alcalde, Miguel López-Blanco, José L. Cuevas, Marc Gil-Ortiz, Luca Caracciolo, Fernanda De Mesquita Veloso, Niklas Heinemann, Oriol Falivene, Augusto N. Varela, Eider Rúa, Anabell Blanco and Javier Jaimez	

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -based interpretation of Miocene carbonates of the Miranda-Trebiño basin, NE Iberia: preliminary insights / <i>Interpretación basada en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del Mioceno de la cuenca de Miranda-Trebiño, NE Iberia: primeros resultados</i>	19-22
Zuriñe Larena, Concha Arenas, Xabier Murelaga and Juan Ignacio Baceta	
Climatic changes recorded during the Jenkyns Event (Early Jurassic) in the lacustrine sediments of the Sichuan Basin (China) / <i>Registro de los cambios climáticos durante el Evento Jenkyns (Jurásico Inferior) en los sedimentos lacustres de la Cuenca de Sichuan (China)</i>	23-26
Matías Reolid, Chaima Ayadi, Xin Jin, Isabel Abad, Viktória Baranyi, Marco Franceschi, Nereo Preto, and Zhiqiang Shi	
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Active tectonics in Quaternary marine formations in the Tangier region (North West Rif, Morocco): Persistent Scatterer (PSInSAR) contribution / <i>Tectónica activa en formaciones marinas cuaternarias en la región de Tánger (Noroeste de Marruecos): Contribución de la técnica PSInSAR</i>	27-30
Rida Haddane, Khadija Aboumaria, Afaf Amine, Mohamed Saadi, Soukaina Mouljebouj and Saida Niazi	
Geometry and Late-Miocene to the Recent evolution of the western Betics external orogenic wedge / <i>Geometría y evolución desde el Mioceno superior al Reciente de la cuña orogénica externa de las Béticas occidentales</i>	31-34
Alejandro Jiménez-Bonilla, Juan Carlos Balanyá, Inmaculada Expósito and Manuel Díaz-Azpiroz	
Fractured rocks influence on hydrological flow in of the Agourai plateau, Middle Atlas, Morocco: Inferences from Isobase lineaments and field data / <i>Influencia de las rocas fracturadas en el flujo hidrológico en la meseta de Agoura, Atlas Medio, Marruecos: Inferencias a partir de lineamientos de Isobases y datos de campo</i>	35-38
Soukaina Mouljebouj, Afaf Amine, Hmidou El Ouardi, Rida Haddane, Toufik Kouya and Ali Ouargaga	
La estructura frontal del arco de Cazorla-Alcaraz en el sector de Vianos (Prebético Externo, SE España) / <i>Structure of the front of the Cazorla-Alcaraz arc in the Vianos sector (External Prebetic, SE Spain)</i>	39-42
Luis Trigueros-Ramos, Mario Sánchez-Gómez, Luis A. Pérez-Valera, David Sanz, Fernando Pérez-Valera	
Interacción entre la tectónica salina y las clinoformas progradantes plio-cuaternarias del SO del surco de Valencia / <i>Interaction between salt tectonics and Plio-Quaternary prograding clinoforms in the SW Valencia Trough</i>	43-46
Adrià Ramos, Antonio Pedrera, Menno J. de Ruig, Pedro Alfaro y Iván Martín-Rojas	
HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY	
Origen y distribución de la salinidad en el acuífero costero de Chipiona (Cádiz) / <i>Origin and distribution of salinity in the coastal aquifer of Chipiona (Cádiz)</i>	47-50
Mercedes Vélez-Nicolás, Verónica Ruiz-Ortiz, Santiago García-López, Juan Francisco Muñoz Muñoz, Rocío Villegas Santos y Francisco Javier Pérez Gamarra	
Comparación entre 3 metodologías para la determinación de la altitud del área de recarga de manantiales de la Sierra de Segura (Jaén) basadas en isótopos ambientales / <i>Comparison between 3 methodologies for the determination of the recharge heights in springs of the Sierra de Segura (Jaén) based on environmental isotopes</i>	51-54
Antonio Lope Morales-González, Jorge Jódar-Bermúdez, Rosario Jiménez-Espinosa y Antonio González-Ramón	
Monitorización hidrológica de las lagunas peridunares de los mantos eólicos de Doñana en el periodo 2020-2023) / <i>Hydrological monitoring of the sand dune ponds of Doñana during the 2020-2023 period</i>	55-58
José Luis Yanes, Miguel Rodríguez-Rodríguez, María José Montes-Vega, Alejandro Jiménez-Bonilla y Francisco Moral	
Origen y cuantificación de la descarga del manantial del Charco del Moro a partir del análisis de los registros de la red de estaciones de aforo (río Guadiaro, Málaga y Cádiz) / <i>Origin and quantification of discharge from the Charco del Moro spring based on the analysis of gauging stations records (Guadiaro River, Málaga and Cádiz)</i>	59-62
Francisco Moral Martos y José Luis Yanes	
Análisis fisicoquímico e isotópico de tres manantiales del nacimiento del río Guardal (Sierra Seca, SE de España) / <i>Physicochemical and isotopic analysis of three springs of Guardal River sources (Sierra Seca, SE Spain)</i>	63-66
Antonio González-Ramón, Carmen Martín Ruiz, Antonio L. Morales González, Jorge Jódar Bermúdez, Francisco Moral Martos y Rosario Jiménez Espinosa	
GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY	
Patrones de ventilación estacional en Cueva Larga (Sierra de los Filabres, Almería, SE España) / <i>Seasonal ventilation patterns in Larga cave (Sierra de los Filabres, Almería, SE Spain)</i>	67-70
Elvira Ruiz-Caballero, Fernando Gázquez, Ángel Fernández-Cortés y José María Calaforra	
Stable isotopes of gypsum hydration water in recent playa-lake sediments: implications for paleoclimate reconstructions / <i>Isótopos estables del agua de hidratación del yeso en sedimentos lacustres recientes: implicaciones para reconstrucciones paleoclimáticas</i>	71-74
Jorge Cañada-Pasadas, Fernando Gázquez, Lucía Martegani, Claudia Voigt, Antonio García-Alix, Gonzalo Jiménez-Moreno and Miguel Rodríguez-Rodríguez	
GEOARQUEOLOGÍA / GEOARCHAEOLOGY	
Caracterización petrográfica y procedencia de molinos, machacadores y manos del yacimiento Montón de Trigo (Los Yébenes, Toledo) / <i>Petrographic characterization and provenance of grinding stones, crushers and hands from the Montón de Trigo site (Los Yébenes, Toledo)</i>	75-78
Pilar Andonaegui y Arturo Ruiz Taboada	
MINERALOGÍA / MINERALOGY	
Estudio de minerales en vacuolas de rocas lamproíticas del Sureste Español / <i>Mineral study in vacuoles of lamproite rocks of Southeastern Spain</i> ...	79-82
M ^a Asunción Aliás Linares y Luis Arrufat Milán	
PATRIMONIO GEOLÓGICO / GEOLOGICAL HERITAGE	
Aplicación del magnetismo de rocas al estudio del impacto de los incendios sobre las pizarras del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (España) / <i>Magnetic analysis of slates from Courel Mountains UNESCO Global Geopark (Spain) for determining maximum temperatures of forest fires</i>	83-86
Sara Torres-López, Miguel Gómez-Heras y Daniel Ballesteros	

REVISTA SEMESTRAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA **GEOGACETA (2024)**

REVISORES CIENTÍFICOS, VOLUMENES 75 y 76 *Scientific Reviewers for Volumes 75 and 76*

Manuel Abad (Universidad Rey Juan Carlos)
Isabel Abad Martínez (Universidad de Jaén)
Pedro Alfaro (Universidad de Alicante)
María Aránzazu Luzón Aguado (Universidad de Zaragoza)
Ildefonso Armenteros (Universidad de Salamanca)
Marcos Aurell (Universidad de Zaragoza)
Juan Ignacio Baceta (Universidad del País Vasco, EHU)
Miguel Bartolomé Úcar (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC)
Elisabeth Beamud (Universidad de Barcelona)
María Belén Rubio (Universidad de Vigo)
José Benavente (Universidad de Granada)
María Isabel Benito Moreno (Universidad Complutense de Madrid)
María Luisa Calvache Quesada (Universidad de Granada)
Pablo Calvín (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Jon Camuera (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR)
Antonio M. Casas Sainz (Universidad de Zaragoza)
Antonio Casas (Universidad de Zaragoza)
Mercedes Cisneros (Universitat Rovira i Virgili)
Luis Collantes (Universidade de Coimbra, Portugal)
Juan Pablo Corella (Centro Inv. Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas, Madrid)
Carlo Corradini (Università Degli Studi di Trieste, Italia)
Irene de Felipe (Universidad de Salamanca)
Beatriz de la Torre Martínez (Universidad de Málaga)
Gerardo de Vicente (Universidad Complutense de Madrid)
David Didier Bermúdez Rochas (Universidad Autónoma de Madrid)
Ignacio Díaz Martínez (Universidad de Cantabria)
María Eugenia Dies Álvarez (Universidad de Zaragoza)
Carlos Duque Calvache (Universidad de Granada)
Elena Druguet (Universidad Autónoma de Barcelona)
María Esperanza Fdez. Martínez (Universidad de León)
Javier Fernández Lozano (Universidad de León)
Stan C. Finney (California University, EEUU)
Ángela Fraguas (Universidad Rey Juan Carlos)
María Antonia Fregenal Martínez (Universidad Complutense de Madrid)
Jesús Galindo (Universidad de Granada)
Antonio García Alix (Universidad de Granada)
Fernando García García (Universidad de Granada)
Santiago García López (Universidad de Cádiz)
Joaquín García Sansegundo (Universidad de Oviedo)
José Manuel Gil Márquez (Universidad de Málaga)
Julio César González Lara (Inst. Mexicano del Petróleo, México)
Rodolfo Gonzalo Gutiérrez (Universidad de Valencia)
Antonio González Ramón (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Carolina Guardiola Albert (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Antonio Guerra Merchán (Universidad de Málaga)
Said Hinaje (Sidi Mohamed Ben Abdallah University, Marruecos)
Pedro Huerta Hurtado (Universidad de Salamanca)
María José Huertas Coronel (Universidad Complutense de Madrid)
Juan Miguel Insua Arévalo (Universidad Complutense de Madrid)
Antonio Jabaloy (Universidad de Granada)

Concepción Jiménez de Cisneros (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR)
Montserrat Liesa (Universidad de Barcelona)
Manuel López Chicano (Universidad de Granada)
Lucía Maisano (Inst. Argentino de Oceanografía, Argentina)
Agustín Martín Algarra (Universidad de Granada)
Blanca Martínez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Laura Martínez Parro (Universidad de Alicante)
Francisca Martínez Ruiz (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR)
Eulália Masana (Universidad de Barcelona)
José Mediato (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Enrique Merino Martínez (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Ana Moreno (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC)
Juan Antonio Moreno (Universidad Complutense de Madrid)
Mario Morellón Marteles (Universidad Complutense de Madrid)
Carolina Nañez (Servicio Geol. Min. Argentino, Argentina)
Manuel María Olías Álvarez (Universidad de Huelva)
Belén Oliva Urcía (Universidad de Zaragoza)
David Orejana García (Universidad Complutense de Madrid)
Cinta Osácar (Universidad de Zaragoza)
Marco Antonio Pérez Carazo (Universidad de Oviedo)
Ana Pascual (Universidad del País Vasco, EHU)
Tomás Peinado Parra (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Irene Pérez Cáceres (Universidad de Salamanca)
Emilio Pueyo (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Oscar Pueyo (Centro UNED de Calatayud, Zaragoza)
Isabel Emma Quijada (Universidad de Oviedo)
Matías Reolid Pérez (Universidad de Jaén)
Lidia Rodríguez (Universidad del País Vasco)
Miguel Angel Rodríguez Pascua (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Teresa Román Berdiel (Universidad de Zaragoza)
Alberto Saez Ruiz (Universidad de Barcelona)
Eduardo Saura (Universidad Autónoma de Barcelona)
Sergio Sánchez del Moral (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC)
Mario Sánchez Gómez (Universidad de Jaén)
Vanda Santos (Universidade de Lisboa, Portugal)
Esther Sanz Montero (Universidad Complutense de Madrid)
Cristina Sequero (Universidade Nova de Lisboa, Portugal)
Ana R. Soria (Universidad de Zaragoza)
Jesús Soria (Universidad de Alicante)
Ruth Soto (Instituto Geológico y Minero de España, CSIC)
Javier Torrijo (Universidad Politécnica de Valencia)
Iñaki Vadillo Pérez (Universidad de Málaga)

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: 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 www.geogaceta.com. 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
<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>

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 GEOGACE-TA 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 €

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 €

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. Barettino; 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

Monitorización hidrológica de las lagunas peridunares de los mantos eólicos de Doñana en el periodo 2020-2023) / <i>Hydrological monitoring of the sand dune ponds of Doñana during the 2020-2023 period</i>	55-58
José Luis Yanes, Miguel Rodríguez-Rodríguez, María José Montes-Vega, Alejandro Jiménez-Bonilla y Francisco Moral	

Origen y cuantificación de la descarga del manantial del Charco del Moro a partir del análisis de los registros de la red de estaciones de aforo (río Guadiaro, Málaga y Cádiz) / <i>Origin and quantification of discharge from the Charco del Moro spring based on the analysis of gauging stations records (Guadiaro River, Málaga and Cádiz)</i>	59-62
Francisco Moral Martos y José Luis Yanes	

Análisis fisicoquímico e isotópico de tres manantiales del nacimiento del río Guardal (Sierra Seca, SE de España) / <i>Physicochemical and isotopic analysis of three springs of Guardal River sources (Sierra Seca, SE Spain)</i>	63-66
Antonio González-Ramón, Carmen Martín Ruiz, Antonio L. Morales González, Jorge Jódar Bermúdez, Francisco Moral Martos y Rosario Jiménez Espinosa	

GEOLOGÍA AMBIENTAL / ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Patrones de ventilación estacional en Cueva Larga (Sierra de los Filabres, Almería, SE España) / <i>Seasonal ventilation patterns in Larga cave (Sierra de los Filabres, Almería, SE Spain)</i>	67-70
Elvira Ruiz-Caballero, Fernando Gázquez, Ángel Fernández-Cortés y José María Calaforra	

Stable isotopes of gypsum hydration water in recent playa-lake sediments: implications for paleoclimate reconstructions / <i>Isótopos estables del agua de hidratación del yeso en sedimentos lacustres recientes: implicaciones para reconstrucciones paleoclimáticas</i>	71-74
Jorge Cañada-Pasadas, Fernando Gázquez, Lucía Martegani, Claudia Voigt, Antonio García-Alix, Gonzalo Jiménez-Moreno and Miguel Rodríguez-Rodríguez	

GEOARQUEOLOGÍA / GEOARCHAEOLOGY

Caracterización petrográfica y procedencia de molinos, machacadores y manos del yacimiento Montón de Trigo (Los Yébenes, Toledo) / <i>Petrographic characterization and provenance of grinding stones, crushers and hands from the Montón de Trigo site (Los Yébenes, Toledo)</i>	75-78
Pilar Andonaegui y Arturo Ruiz Taboada	

MINERALOGÍA / MINERALOGY

Estudio de minerales en vacuolas de rocas lamproíticas del Sureste Español / <i>Mineral study in vacuoles of lamproite rocks of Southeastern Spain</i>	79-82
M ^a Asunción Alías Linares y Luis Arrufat Milán	

PATRIMONIO GEOLÓGICO / GEOLOGICAL HERITAGE

Aplicación del magnetismo de rocas al estudio del impacto de los incendios sobre las pizarras del Geoparque Mundial de la UNESCO Montañas do Courel (España) / <i>Magnetic analysis of slates from Courel Mountains UNESCO Global Geopark (Spain) for determining maximum temperatures of forest fires</i>	83-86
Sara Torres-López, Miguel Gómez-Heras y Daniel Ballesteros	

Comunicaciones presentadas en la LXXVI Sesión Científica, Segura de la Sierra, 7 de junio de 2024
Communications presented in the LXXVI Scientific Session, Segura de la Sierra, June 7, 2024

SUMARIO / SUMMARY

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA / STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

El Pintado (Geoparque Mundial de la UNESCO Sierra Norte de Sevilla), séptimo Estratotipo Global de Límite ubicado en España y primero de Andalucía (GSSP Telychiense, Llandovery: Sistema Silúrico) / *El Pintado (base Telychian GSSP, Llandovery: Silurian System), seventh Global Boundary Stratotype Section and Point located in Spain and first in Andalusia (Sierra Norte de Sevilla UNESCO Global Geopark)* 3-6
 Juan Carlos Gutiérrez-Marco, David K. Loydell, Petr Štorch y Jiří Frýda

Tipología y estructura de depósitos de tamiz en la franja terminal de abanicos aluviales de bajo relieve (Rambla Castellarda, Valencia) / *Type and structure of sieve deposits in the terminal strip of low relief alluvial fans (Rambla Castellarda, Valencia)* 7-10
 Carlos de Santisteban Bové y Adrià Ramos

Gypsum crystal morphologies in lake sediments for paleoclimate reconstructions: a case study in Fuente de Piedra playa-lake (Málaga) / *Morfologías de cristales de yeso en sedimentos lacustres para reconstrucciones paleoclimáticas: un caso de estudio en la laguna de Fuente de Piedra (Málaga)* 11-14
 Lucía Martegani, Fernando Gázquez, Claudia Voigt, Alejandro Jiménez-Bonilla, Miguel Rodríguez-Rodríguez and Klaus Reicherter

Sedimentology for energy transition: SOSGAS project, an example of workflow approach to reservoir quality assessment / *Sedimentología para la transición energética: proyecto SOSGAS, un ejemplo de flujo de trabajo para la evaluación de calidad de reservorios* 15-18
 César Viseras, Patricia Cabello, Luis M. Yeste, Juan Alcalde, Miguel López-Blanco, José L. Cuevas, Marc Gil-Ortiz, Luca Caracciolo, Fernanda De Mesquita Veloso, Niklas Heinemann, Oriol Falivene, Augusto N. Varela, Eider Rúa, Anabell Blanco and Javier Jaímez

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -based interpretation of Miocene carbonates of the Miranda-Trebiño basin, NE Iberia: preliminary insights / *Interpretación basada en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del Mioceno de la cuenca de Miranda-Trebiño, NE Iberia: primeros resultados* 19-22
 Zuriñe Larena, Concha Arenas, Xabier Murelaga and Juan Ignacio Baceta

Climatic changes recorded during the Jenkyns Event (Early Jurassic) in the lacustrine sediments of the Sichuan Basin (China) / *Registro de los cambios climáticos durante el Evento Jenkyns (Jurásico Inferior) en los sedimentos lacustres de la Cuenca de Sichuan (China)* 23-26
 Matías Reolid, Chaima Ayadi, Xin Jin, Isabel Abad, Viktória Baranyi, Marco Franceschi, Nereo Preto, and Zhiqiang Shi

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA / STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

Active tectonics in Quaternary marine formations in the Tangier region (North West Rif, Morocco): Persistent Scatterer (PSInSAR) contribution / *Tectónica activa en formaciones marinas cuaternarias en la región de Tánger (Noroeste de Marruecos): Contribución de la técnica PSInSAR* 27-30
 Rida Haddane, Khadija Aboumaria, Afaf Amine, Mohamed Saadi, Soukaina Mouljebouj and Saida Niaz

Geometry and Late-Miocene to the Recent evolution of the western Betics external orogenic wedge / *Geometría y evolución desde el Mioceno superior al Reciente de la cuña orogénica externa de las Béticas occidentales* 31-34
 Alejandro Jiménez-Bonilla, Juan Carlos Balanyá, Inmaculada Expósito and Manuel Díaz-Azpiroz

Fractured rocks influence on hydrological flow in of the Agourai plateau, Middle Atlas, Morocco: Inferences from Isobase lineaments and field data / *Influencia de las rocas fracturadas en el flujo hidrológico en la meseta de Agoura, Atlas Medio, Marruecos: Inferencias a partir de lineamientos de Isobases y datos de campo* 35-38
 Soukaina Mouljebouj, Afaf Amine, Hmidou El Ouardi, Rida Haddane, Toufik Kouya and Ali Ouargaga

La estructura frontal del arco de Cazorla-Alcaraz en el sector de Vianos (Prebético Externo, SE España) / *Structure of the front of the Cazorla-Alcaraz arc in the Vianos sector (External Prebetic, SE Spain)* 39-42
 Luis Trigueros-Ramos, Mario Sánchez-Gómez, Luis A. Pérez-Valera, David Sanz, Fernando Pérez-Valera

Interacción entre la tectónica salina y las clinoformas progradantes plio-cuaternarias del SO del surco de Valencia / *Interaction between salt tectonics and Plio-Quaternary prograding clinoforms in the SW Valencia Trough* 43-46
 Adrià Ramos, Antonio Pedrera, Menno J. de Ruig, Pedro Alfaro y Iván Martín-Rojas

HIDROGEOLOGÍA / HYDROGEOLOGY

Origen y distribución de la salinidad en el acuífero costero de Chipiona (Cádiz) / *Origin and distribution of salinity in the coastal aquifer of Chipiona (Cádiz)* 47-50
 Mercedes Vélez-Nicolás, Verónica Ruiz-Ortiz, Santiago García-López, Juan Francisco Muñoz Muñoz, Rocio Villegas Santos y Francisco Javier Pérez Gamarra

Comparación entre 3 metodologías para la determinación de la altitud del área de recarga de manantiales de la Sierra de Segura (Jaén) basadas en isótopos ambientales / *Comparison between 3 methodologies for the determination of the recharge heights in springs of the Sierra de Segura (Jaén) based on environmental isotopes* 51-54
 Antonio Lope Morales-González, Jorge Jódar-Bermúdez, Rosario Jiménez-Espinosa y Antonio González-Ramón

Continúa en interior de contraportada / *Continued inside back cover*

