

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 75 · Enero - Junio / January - June 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:

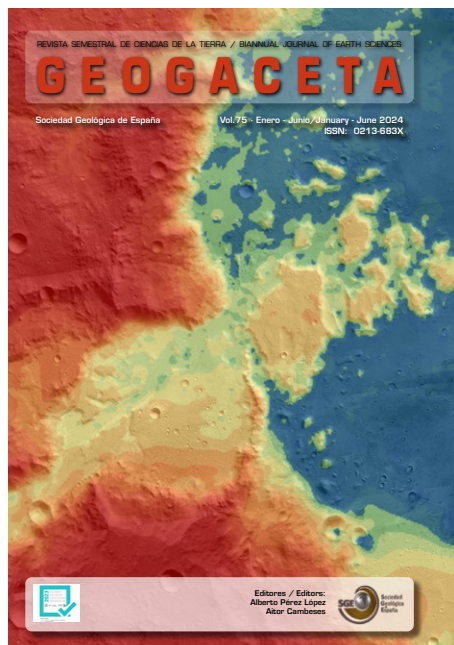
Catálogo de la Red de Bibliotecas Universitarias y Científicas, CrossRef, Dialnet (Universidad de la Rioja), Directory of Open Access Journals, DULCINEA, GeoRef, ICYT (CSIC), Latindex-catálogo, Latindex-Directorio, MIAR, Sello de Calidad (FECYT), Scopus (Elsevier).

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

Imagen de portada / Cover illustration:

Topografía del delta del cráter Gusev (Marte). Lugar de aterrizaje de la misión de la NASA MER-A (Mars Exploration Rover) con el rover Spirit. El origen de estos depósitos estarían asociados a un único episodio fluvio-torrencial.

Autor: Ronny S. Anangón-Tutasig (Universidad de Oviedo).



Comunicaciones presentadas en la LXXV Sesión Científica/SGE, Zaragoza, 24 de noviembre de 2023



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:
Marcos Aurell, Beatriz Bádenas y Ana Rosa Soria
del departamento de Ciencias de la Tierra de la
Facultad de Ciencias (Universidad de Zaragoza).
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

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 Berrococo (*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*)

geología 24

11 y 12 de mayo

El fin de semana del 11-12 de mayo se celebró el Geología 24. Y, aunque las excursiones presenciales en el campo han sido las protagonistas, no hemos abandonado el formato virtual.

Se han realizado 55 excursiones, dos de ellas transfronterizas España-Portugal y España-Francia, a las que han acudido más de 7000 personas. Además, este año el Geología se ha internacionalizado, sumándose 8 excursiones presenciales en México. Podéis encontrar las Geologuías en la web del Geología (<https://geologia.es/geologia-2024/>). También se ha retomado el "Concurso Fotográfico de Twitter" entre el público asistente.

En el apartado virtual, se ha desarrollado el ciclo "Geocharlas online asociadas al Geología 24" y se han preparado ocho "Geologías Especiales". Estos vídeos pueden encontrarse en el canal de YouTube de la SGE (<https://www.youtube.com/c/>

[SOCIADAGEOLÓGICA DE ESPAÑA/featured](https://www.youtube.com/c/)). Hasta la fecha, han recibido más de 16.000 visualizaciones.

Además, se ha editado el videojuego "Geomanji", que puede encontrarse en la web de la SGE, se ha realizado la segunda edición del "Concurso Geodescubre" entre centros educativos, cuyos trabajos ganadores están expuestos en la página web del Geología, y se ha puesto en marcha la iniciativa "Mi Primer Geología" en cinco provincias, consistente en actividades didácticas para el público más joven.

Podéis adquirir vuestras camisetas promocionales del Geología a través de la tienda de la SGE en La Tostadora (<https://www.latostadora.com/sociedadgeologicadeespana/>).

¡Nos vemos en el Geología 25 el próximo año!

Imágenes ganadoras del "Concurso Fotográfico de Twitter"



México

Domingo
(@D_o_m_i_n_g_o)



México

Sebastián Mendoza
(@lilsebs13)



Eva Sánchez
(@esangon)



Ojos Pirenaicos
(@OjosPirenaicos)

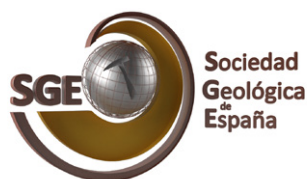


Juan Antonio Vázquez
(@joam_antom)



Gloria Arias
(@AriasMolinero)

Organiza



Con la colaboración de



ASOCIACIÓN ESPAÑOLA
PARA LA ENSEÑANZA DE
LAS CIENCIAS DE LA TIERRA



Patrocinan



Upper Campanian continental oncolites in the Montalbán subbasin (Allueva Fm, Iberian Chain)

Oncolitos continentales en el Campaniense superior de la Cuenca de Montalbán (Allueva Fm, Cordillera Ibérica)

Diego Torromé^{1*} and Marcos Aurell¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA (Grupo Aragosaurus), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

*Corresponding author

ABSTRACT

This study focuses on the analysis of the oncolites found in the Allueva Fm, an uppermost Cretaceous (middle-upper Campanian) alluvial unit deposited during the initial stages of development of the compressional Montalbán Subbasin (Iberian Chain). Successive oncolitic levels are found in the upper part of the formation, westwards the locality of Fonfría (northern Teruel province). There, the 45 m-thick succession logged consists of an association of oncolitic limestones, mudstones and marlstones. Oncoid sampling has been done for petrographic description and isotopic analysis. Oncoids are accumulated in up to 1 m-thick lenticular levels, and show spherical to elliptical shapes with sizes ranging between 1 and 15 cm, the smallest being oncoids dominant. Oncoid lamination is concentric with almost no irregularities (SS-C oncoids), indicating constant movement. A preliminary isotopic study performed of successive oncolite laminations is coherent with a fresh-water environment with sub-humid climatic conditions.

Key-words: Oncoid, isotopes $\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$, Cretaceous, Allueva, Alluvial.

RESUMEN

Este estudio se centra en el análisis de niveles oncolíticos encontrados en la Formación Allueva, una unidad aluvial de edad Campaniense medio a superior depositada durante las etapas iniciales de desarrollo de la subcuenca compresiva de Montalbán (Cordillera Ibérica). La acumulación de oncoides se encuentra en la parte superior de la formación, y aflora hacia el oeste de la localidad de Fonfría (norte de la provincia de Teruel). Allí, la sucesión de 45 m de espesor consiste en una asociación de calizas oncolíticas, lutitas y margas. Se ha realizado un muestreo de los oncoides para su descripción petrográfica y análisis isotópico. Los oncoides se acumulan en capas lenticulares de hasta 1 m de espesor, y presentan formas esféricas a elípticas con tamaños que oscilan entre 1 y 15 cm, dominando los oncoides de menor tamaño. La laminación es concéntrica con casi ninguna irregularidad (oncoides SS-C), lo que indica condiciones de movimiento constante. Un estudio isotópico preliminar llevado a cabo en láminas sucesivas de oncoides es coherente con un ambiente de agua dulce bajo condiciones climáticas subhúmedas.

Palabras clave: Oncoide, isótopos $\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$, Cretácico, Allueva, Aluvial.

Geogaceta, 75 (2024), 3-6
<https://doi.org/10.55407/geogaceta100284>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 9/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introduction and geological setting

The Montalbán subbasin is a narrow intramountain compressional trough located between the Montalbán anticline and the Utrillas thrust, in the northern Teruel province (Fig. 1A, B). This subbasin records a c. 2 km-thick uppermost Cretaceous-Paleogene syntectonic terrigenous-dominated succession of alluvial deposits, varying from conglomerates and sandstones at the basin margins to lacustrine carbonate-dominated succession at the basin center (e.g. Casas *et al.*, 2000). In the lower part of this continental succession, the 500–700 m-thick uppermost Cretaceous (middle-late Campanian) Allueva Fm records the initial stages of evolution of the Montalbán subbasin, coeval to the onset of the uplift

of the Montalbán anticline (Aurell *et al.*, 2022).

The Allueva Fm is mostly dominated by reddish mudstones, cross-bedded or bioturbated sandstones and conglomerates. The formation was subdivided in 4 subunits (A1-A4 after Aurell *et al.*, 2022). Of particular interest is the subunit A2, which includes several vertebrate sites with abundance of titanosaur sauropod dinosaurs as well as the presence of ornithomimid dinosaurs and crocodylomorphs (Aurell *et al.*, 2022). These sites are concentrated around the carbonate-dominated successions found around the localities of Allueva and Fonfría, which consist of up to 80 m-thick alternating limestones and mudstones/marlstones. Locally, near Fonfría (Fig. 1C), the subunit A2 contains beds with strong accumulation of semi-spherical oncoids. The

presence of oncolitic levels here opens the door to more detailed palaeoenvironmental studies in the lacustrine deposits found locally in the Allueva Fm. The occurrence of oncoids in the latest stages of the Cretaceous has already been studied in the Pyrenees (Freeman *et al.*, 1982; Ayera *et al.*, 2012). Therefore, this work provides a great opportunity to start deciphering the origin and significance of oncoids locally recorded in the uppermost Cretaceous successions of the Iberian Ranges.

Methodology

A 45 m-thick stratigraphic log has been done westwards the locality of Fonfría (Fig.1C), in the fossil site known as Carramatilla. Figure 2 shows the schematic log with indication of main textures,

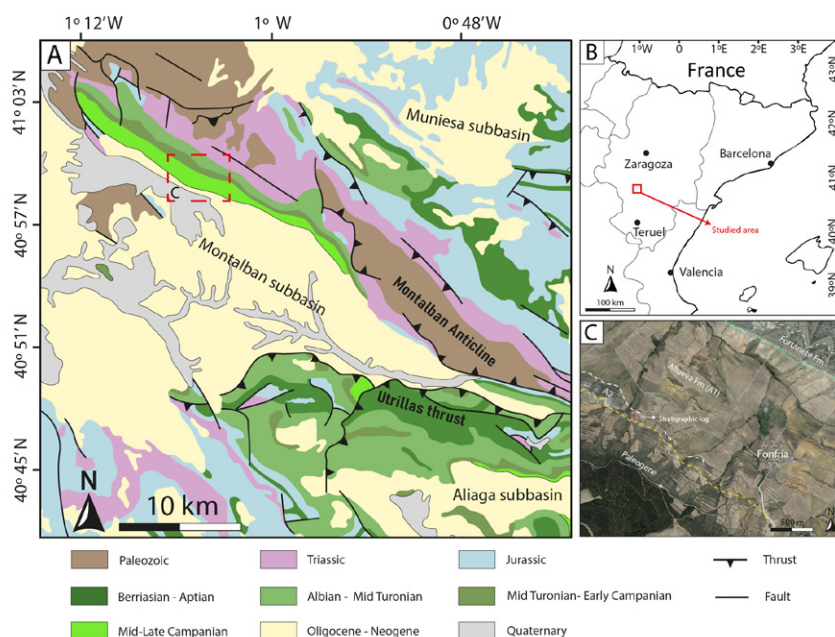


Fig. 1.- A) Geological map of Montalbán subbasin (modified after Torromé *et al.*, 2022). B) Geographical location of the study area. C) Satellite view of the area indicating boundaries between the different units and the location of the stratigraphic log (see Fig. 2)

*Fig. 1.- A) Mapa geológica de la cubeta de Montalbán (modificado de Torromé *et al.*, 2022). B) Localización geográfica del área de estudio. C) Imagen satélite del área indicando los límites entre las diferentes unidades y la localización de la columna estratigráfica (ver Fig. 2).*

lithologies and location of dinosaur bones and oncolitic levels where sampling was performed. 10 samples of oncoids of different size were taken and cut in half with a diamond blade and polished in order to analyse the internal structure in a binocular microscope. Two thin sections from a single oncoide were analyzed with a petrographic microscope. Additionally, some small slabs were observed under scanning electron microscope (SEM), and also went under EDS analysis in ZRC SAZU, Ljubljana.

A $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analysis has been carried out in a 13 cm-size oncoide from the collected 10 samples, targeting successive concentric layers. Powder samples (>0.1g) were taken using a microdrill Supershu Marathon N3S S05 and saved in vials. Isotopic analysis was performed in the "Servicio de análisis de isótopos estables" from University of Salamanca.

Description of the outcrop and oncoids

Limestone beds in the analysed Fonfría log range between dms- to 1 m-thick. The log starts with laterally continuous slightly-tabular to irregular beds, which are dominated by mudstone-wackestone textures with gastropods and ch-

arophyte fragments (Fig. 2). Upwards, beds containing accumulation of oncoids are highly irregular with lenticular shapes (Fig. 3A), laterally disappearing or abruptly changing to more clastic facies. Furthermore, these irregular beds can also display microbial mounds. The m-thick oncolitic beds are normally graded (Fig. 3B), being the most common pattern accumulation of small oncoids (<1cm), which progressively changes upwards to an accumulation of bigger cm-size oncoids at the top of the beds. The opposite pattern, an eroding base of big oncoids decreasing size towards to the top has been identified in one isolated bed.

An oncoide is a type of microbialite formed on a mobile substrate (Riding, 2000). Diameter of oncoids ranges between less than 1 cm to 15 cm. However, most oncoids are smaller than 5 cm in diameter and always show semi-spherical to slightly elliptical shapes (Fig. 3C, D). The oncoids found in Fonfría show micrite-rich textures, lamination and rare microbial remains (Flügel, 2004). These oncoids can also be classified as SS oncoids (Logan *et al.*, 1964). SS are subdivided in different recognizable modes, being mode SS-C (concentrically stacked spheroids), the most common pattern found in this study. However, some on-

coids display internal micro-unconformities, so mode SS-R (randomly stacked hemispheroids) is also present.

The internal structure of these oncoids mainly consists of alternating smooth and dense concentric layers that normally ranges between 100 to 500 μm (SS-C, Fig. 3C-F), but in some cases can reach 1 to 2 mm. Unbranched micrite filamentous bodies extend across some laminae that could correspond to cyanobacterial remains resembling modern genus *Calothrix* and *Phormidium*. Furthermore, irregular and fragmented layers are recognizable at polished slab scale (Fig. 3D) and at thin section scale (Fig. 3E), but never predominates in a single oncoide, representing isolated episodes. Other la-

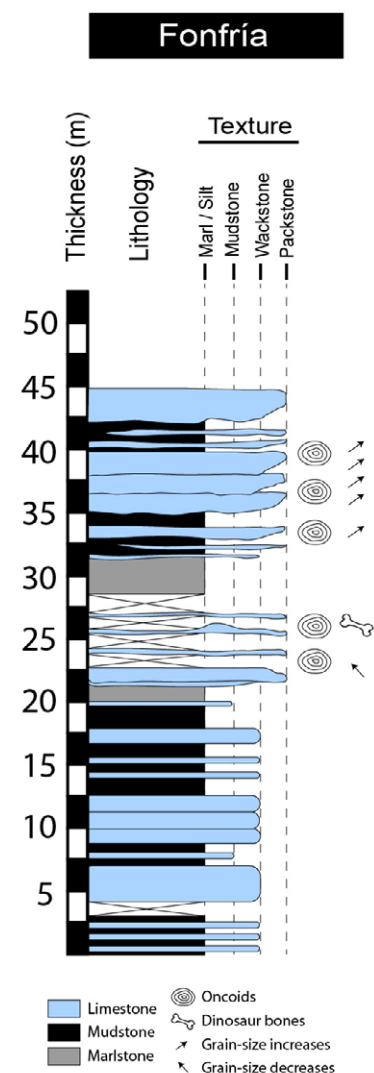


Fig. 2.- Schematic stratigraphic log of the upper part of the Allueva Fm (A2 Unit) including successive oncolitic levels.

Fig. 2.- Columna estratigráfica esquemática de la parte superior de la Fm Allueva (Ubidad A2) que incluyen sucesivos niveles oncolíticos.

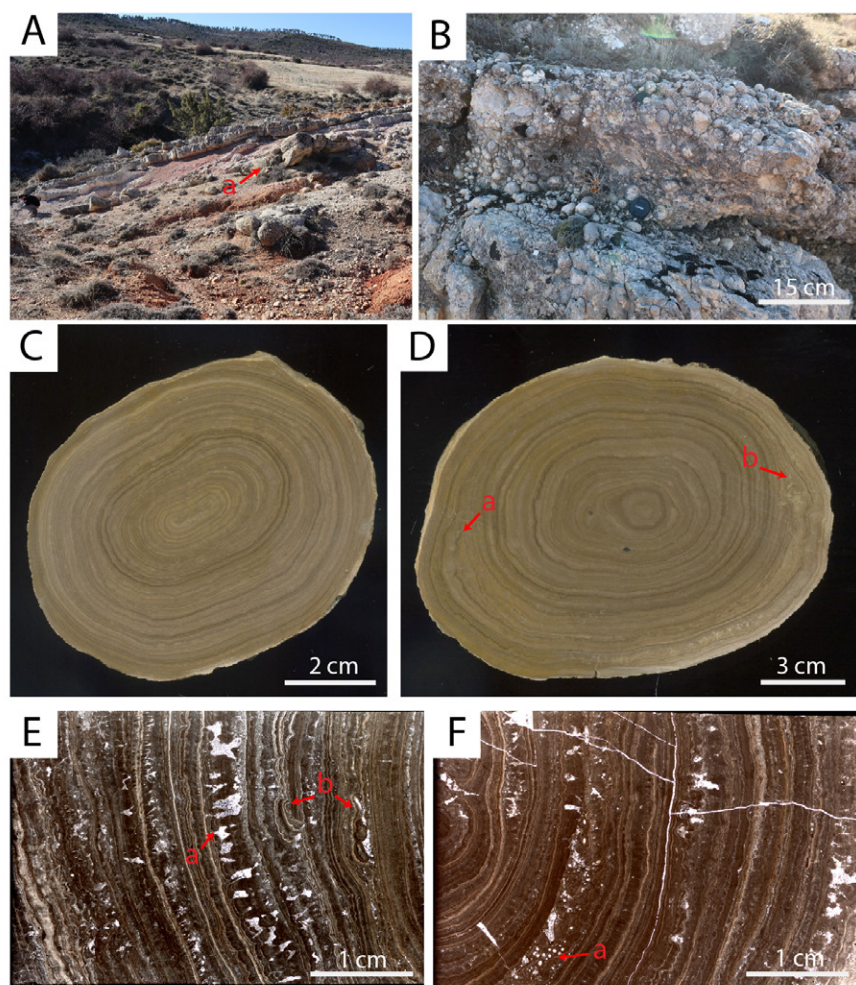


Fig. 3.- A) Outcrop-view of part of the studied Fonfría section, showing alternance of mudstones and limestones, with irregular-channelized bed rich in oncoids (a). B) Close view of a graded level of oncolitic limestones. C) Cut-in-a-half slab of an oncoide showing an almost perfect concentric pattern. D) Cut-in-a-half slab of an oncoide, with some minor irregularities (a, b). E) Thin-section view of an oncoide with knobby-like shapes due to partial dissolution (a), and some minor irregularities (b). F) Thin-section view of an oncoide with tubiform recognizable filaments probably related to algal remains (a).

Fig. 3.- A) Foto de campo de una parte de la sección de Fonfría, mostrando una alternancia de lutitas y calizas. (a) muestra una capa con morfología irregular de canal rica en oncoides. B) Vista cercana de un nivel gradado de calizas oncolíticas. C) Corte por la mitad de un oncoide que muestra un patrón concéntrico casi perfecto. D) Corte por la mitad de un oncoide, (a) y (b) indican irregularidades menores. E) Lámina delgada de un oncoide, (a) señala a estructuras nudosas debidas a disolución parcial. (b) señala a pequeñas irregularidades. F) Lámina delgada de un oncoide. (a) señala a pequeños filamentos tubulares cuyo origen está probablemente relacionado con algas.

yers present more porous micrite due to less calcification during the formation of the oncoide and/or partial dissolution, sometimes even developing knobby-like shapes (Fig. 3E). Exceptionally, 5-20 μ tubiform shapes probably related to algal filaments are recognizable (Fig. 3F). Oncoids are commonly nucleated on other oncoide fragments, but detrital grains and even dinosaur bones also appear as nucleus. Finally, SEM analysis does not show visible composition differences between layers, and EDS analysis gave no relevant information more than an expected low-magnesium calcite composition.

Isotopic analysis

The isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) analysis may provide relevant data for paleoenvironmental studies (Leng and Marsall, 2004). The correlation plot between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ obtained from different layers of a single oncoide is represented in figure 4. On one hand, points fit well with the zone defined by Leng and Marshall (2004) for continental fresh-water lakes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values approximately between -10 and 0 ‰), and is similar to the isotopic data from other lacustrine studies in the Mesozoic of the Iberian Basin (Delvene et

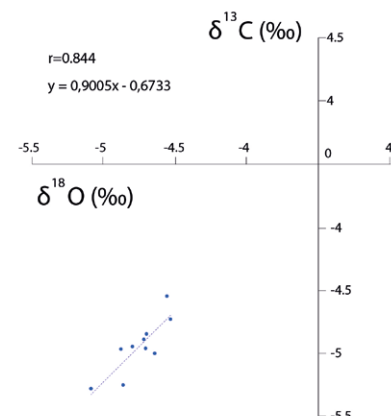


Fig. 4.- $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ plot of the samples taken from the successive layers of a single oncoide. The value of covariance (r) and li-neal ecuation (y) are indicated.

Fig. 4.- Gráfica de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos de las láminas de un oncoide. Se indica el valor de covarianza (r) y la ecuación lineal (y).

al., 2019) and to values associated with sub-humid climatic conditions (Leng and Marshall 2004). On the other hand, covariance (r) is high; however, this r value should be approached with caution since the values are limited and almost equal, being the average value more relevant than any possible correlation. Additionally, isotopic data from a single oncoide serves as a useful complement for the interpretation but should not be taken as a strong paleoclimatic reference.

Paleoenvironmental interpretation and discussion

The association from the Fonfría log (Fig. 2), mainly consisting of oncoidal limestones with mudstones and marlstones, along with absence of any marine feature, indicates that the carbonates found in subunit A2 of the Allueva Fm correspond to a continental fresh-water environment located in the distal areas of an alluvial setting (Aurell *et al.*, 2022). Furthermore, oncoids are a typical grain found in lakes, fluvial and freshwater tufa (Platt 1989).

In contrast to other stromatolitic structures, SS structures are formed under permanently submerged water areas (Ginsburg, 1960).

SS oncoids do not necessarily need high-energy conditions to form, however movement accomplished by wave and current action help their formation. SS-C oncoids indicate moderately constant motion that results in the growth of con-

centrically stacked spheroidal lamination (Logan *et al.*, 1964). In addition, scarcity of microbial remains support high energy conditions (Peryt, 1983). Thus SS-C is restricted to areas that are permanently under water and with enough energy in the system to keep the oncoids in almost permanent motion. On the other hand, SS-R, not common but slightly recognizable in the Fonfría area, is associated to intervals of less water agitation in which the oncoïd is not moved and the structure lies in a different position each time the oncoïd rest on the bottom. SS-I (inverted stacked hemispheroids) oncoids have not been recognized in the Allueva Fm, these biconvex structures are associated to long periods of extremely low agitation of waters. Thus, despite short low-energy episodes were likely to happen in this setting, long low-energy episodes can be discarded for the paleo-environmental analysis.

Stratigraphically, lenticular and eroding surfaces evidence the existence of channels with enough energy to both form and transport oncoids. Moreover, accumulation of <1cm oncoids also found here need less restrictive conditions to form (Alonso-Zarza and Calvo, 2000). Therefore, these limestone levels could have been deposited in lower-energy isolated ponds or even in the same stream flows of the alluvial system during slightly less-energy episodes, which if followed by a turbulence increment, could explain the origin of the graded levels. The largest oncoids (>5cm size) were probably formed near the junction of the alluvial flows and the distal lakes system, where high-energy conditions would be constant over time.

Regarding the isotopic study, obtained data is similar to those obtained for fresh-water environments. However, isotopic data is scarce, taken from a single sample and the isotopic signal may incorporate some diagenetic overprint. Therefore, despite it seems to indicate sub-humid paleoenvironmental conditions, here it is difficult to infer, and more isotopic information is needed.

Finally, low isotopic disparity of values from successive layers should suggest low impact of climatic variations on layering, but a more complete study on these microbialites is needed to reach to

this conclusion. On the other hand, SEM analysis indicates that compositional differences did not influence layering either. Hence, other factors such as water chemistry variation or organic matter oxidation should be considered.

Conclusions

The subunit A2 of the Allueva Fm exposed west to the locality of Fonfría includes successive levels of oncolitic limestones interbedded with mudstones and marlstones. Facies association along with oncoïd sampling, description and isotopic study helped to propose a fresh-water lake environment for these rocks, located in the distal areas of an alluvial setting. Biggest oncoïd physical properties suggest moderately and constant energy conditions that allowed the formation of mostly-spherical oncoids with a regular concentric layering pattern (SS-C). Oncoïd formation was probably concentrated near the junction of alluvial flows and small lakes.

Contribution of authors

DT and MA conceived the idea and organized the structure and content of the publication. DT wrote the manuscript and prepared the figures. DT and MA carried out the stratigraphic log and took pictures from the outcrop. DT and MA took the samples from the field and organized their preparation in thin sections. DT and MA reviewed the final version of the manuscript.

Acknowledgments

This paper was funded by projects PID2021-122612GB-I00 and Group E18 (Aragosaurus: Recursos Geológicos y Paleoaambientes) subsidized by the Ministerio de Ciencia e Innovación, the European Regional Development Fund and the Government of Aragón. The research of Diego Torromé is funded by a DGA Grant (Aragón Department of science, university, and society of knowledge). The authors would also like to acknowledge the use of the Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza, and suggestions provided by

Adrijan Košir. The reviews provided by Ildelfonso Armenteros and Cristina Sequero are highly appreciated, as well as the work of the editor Alberto Pérez López.

References

- Alonso-Zarza, A. M., Calvo, J. P. (2000). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160(1-2), 1-21. <https://doi.org/crbj33>
- Aurell, M., Torromé, D., Gasca, J. M., Calvin, P., Pérez-Pueyo, M., Parrilla-Bel, J., Medrano-Aguado, E., Martín-Closas, C., Vicente, A., Sierra-Campos, P., Canudo, J. I., (2022). Earth-Science Reviews, 104-251. <https://doi.org/j972>
- Ayera, H. A., Martínez, N. L., Elorza, J., Vicens, E. (2012). Geologica Acta, 209-226.
- Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., Nalpas, T., (2000). Geodinamica Acta 13, 1-17. <https://doi.org/j973>
- Delvene, G., Lozano, R. P., Munt, M., Royo-Torres, R., Cobos, A., Alcalá, L. (2019). Proceedings of the Geologists' Association, 130(1), 87-102. <https://doi.org/j974>
- Freeman, T. O. M., Rosell, J., Obrador, A. (1982). Sedimentology, 29(3), 433-436. <https://doi.org/fjt53t>
- Flügel, E. (2004). Carbonate depositional environments. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, 7-52.
- Ginsburg, R. N. (1960). In Report 21st International Geological Congress, Part (Vol. 22, pp. 26-35).
- Leng, M.J., Marshall, J.D., (2004). Quaternary Science Reviews 23, 811-831. <https://doi.org/fkk55c>
- Logan, B. W., Rezak, R., Ginsburg, R. N. (1964). The Journal of Geology, 72(1), 68-83.
- Peryt, T. M. (1983). Springer Berlin Heidelberg. pp. 273-275. <https://doi.org/c3rdxb>
- Platt, N. H. (1989). Sedimentary Geology, 64(1-3), 91-109. <https://doi.org/dctm8q>
- Riding, R. 2000. Sedimentology, 47, 179-214.
- Torromé, D., Aurell, M., Bádenas, B. (2022). Sedimentary Geology, 436, 106-178. <https://doi.org/kb59>

Stratigraphy and sedimentology of a Lower-Middle Miocene section in the Miranda-Trebiño Basin, NE Iberia

Estratigrafía y sedimentología de una sección del Mioceno Inferior-Medio de la Cuenca de Miranda-Trebiño, NE Iberia

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

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología. Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU Apartado 644, E-48080 Bilbao.

zuriñe.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 author

ABSTRACT

This work is focused on a Lower–Middle Miocene section exposed on the northern flank of Miranda-Trebiño piggy-back basin (Cucho section). The sedimentological and stratigraphic study of the section, composed of up to 160 m of terrigenous, mixed (marls), coal and carbonate deposits, allowed characterizing three depositional environments: distal alluvial, lacustrine and palustrine. The stratigraphic arrangement of different facies reflects five 28–43 m thick sequences which are related to progradation and retrogradation of alluvial systems and consequent retraction and expansion of the lacustrine and palustrine wetlands. The alluvial deposits have been associated with the alluvial fans of the northern basin margin, which was activated by the compressive tectonics prevailing during the time of deposition.

Key-words: Miranda-Trebiño Basin, lacustrine-palustrine facies, distal alluvial, Lower-Middle Miocene.

RESUMEN

Este trabajo está centrado en una sección del Mioceno Inferior-Medio que aflora en el flanco norte de la Cuenca de piggy-back de Miranda-Trebiño (sección de Cucho). El estudio sedimentológico y estratigráfico abarca hasta 160 m de depósitos terrígenos, mixto (margas), carbonosos y carbonatados, y ha permitido la caracterización de tres ambientes de depósito: aluvial distal, lacustre y palustre. La secuencia vertical de facies ha permitido la diferenciación de cinco ciclos de 28–43 m de espesor relacionadas con la progradación-retrogradación de los de los sistemas aluviales y la consecuente retracción y expansión de los sistemas lacustres y palustres. Los depósitos aluviales han sido asociados a los abanicos aluviales del margen norte de la cuenca cuya reactivación estaría ligada a la tectónica compresiva del momento.

Palabras clave: Cuenca de Miranda-Trebiño, facies lacustres-palustres, aluvial distal, Mioceno Inferior-Medio.

Geogaceta, 75 (2024), 7–10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100686>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introduction

Palustrine–lacustrine carbonate–clastic facies were common in the Iberian Peninsula during Oligocene and Miocene times, either forming extensive systems within large endorheic basins, such as the Ebro (Cabrerá, 1983; Muñoz *et al.*, 2002), Duero (Armenteros *et al.*, 2002) and Madrid (Alonso-Zarza *et al.*, 1992) basins, or discrete accumulations within smaller basins under compressional tectonic regime, associated with growing fold-thrust belts, i.e. Miranda-Trebiño (Riba, 1956, 1961) and Almazán (Huerta, 2006) basins. This work focuses on the Lower–Middle Miocene palustrine–lacustrine deposits and the related-alluvial deposits, exposed in the centre of the Miranda-Trebiño Basin (MTB; southern Basque-Cantabrian region), with the

aims of identifying their constituent lithofacies and vertical arrangement, and to infer the main factors that controlled their deposition.

Geological setting

The MTB (Fig. 1A) is a 60-km long syncline depression that developed on the southern part of the Basque-Cantabrian region since the late Paleogene to the early-middle Neogene (Riba, 1956, 1961; Riba and Jurado, 1992). It is a piggy-back basin that evolved coevally to the emplacement of the Sierra de Cantabria-Montes Obarenes thrust sheet over the Ebro (Rioja sector) and Duero foreland basins. It was filled with up to 3000 m of terrigenous and carbonate deposits corresponding to different alluvial to palustrine-lacustrine systems. Based on

the distribution of the main sedimentary lithofacies and systems, and the presence of stratigraphic discontinuities, Riba (1956) differentiated five unconformity-bounded coarsening-upwards megasequences within the sedimentary fill of the MTB. The thickest and best represented at surface is megasequence 3, which Martín Alafont *et al.* (1978) ascribed to the late Oligocene–Early Miocene time interval. On the eastern sector of the MTB, Riba's megasequence 3 consists of 700 m of lacustrine–palustrine carbonate deposits. The upper 160 m of this megasequence in the Cucho section, are the focus of this study. It takes its name from the main reference section located between the villages of Trebiño and Cucho (Fig. 1B). At this outcrop, up to 160 m of marls, marlstones and limestones, with interbedded sandstones, mudstones and

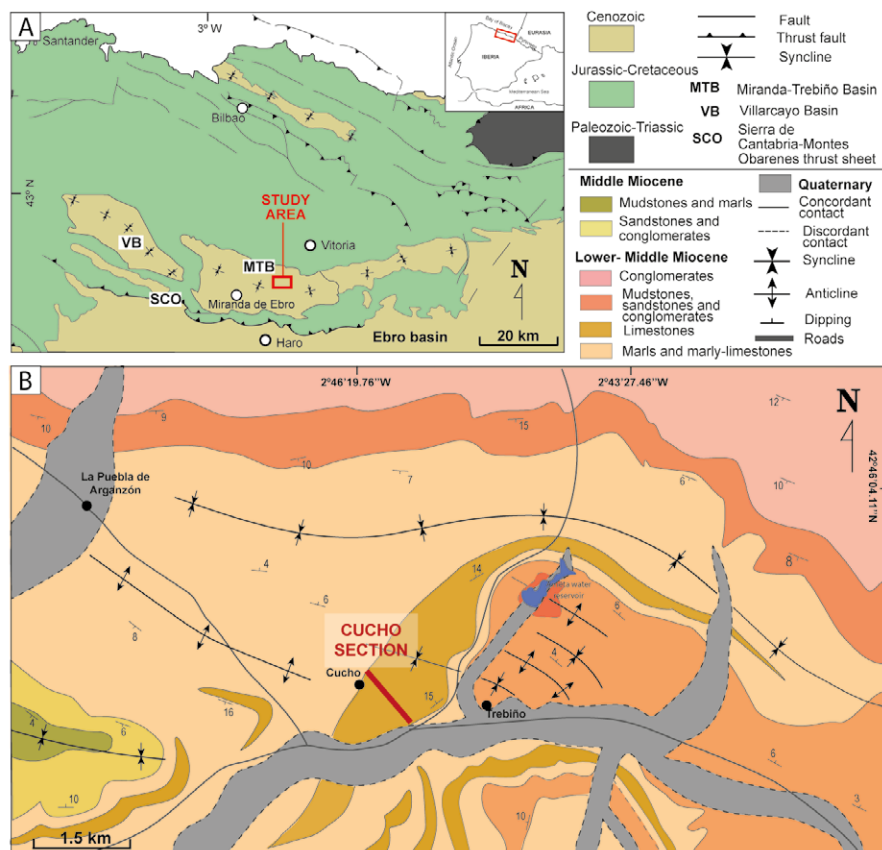


Fig. 1.- A) Location of the study area in the southern region of the Basque-Cantabrian Pyrenean Basin. B) Geological map of the study area. See color figure in the web.

Fig. 1.- A) Localización del área de estudio en la región sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica pirenaica. B) Mapa geológico del área de estudio. Ver figura en color en la web.

thin coal seams have been logged in detail. The constituent lithofacies (hereafter "facies") and the stratigraphic arrangement of the Cucho macrosequence (Fig. 2) are described below.

Sedimentary facies

Seventeen different facies, grouped into carbonate, clastic, mixed and coal facies, can be distinguished within the Cucho macrosequence.

Carbonate facies

This group of facies is defined by well-stratified tabular limestone beds (L), 0.6 to 3 m-thick, interspersed with marls and marlstones (M) (Fig. 3A). Five main limestone types are distinguished based on their texture and structure: 1) structureless (i.e., massive) wackestones (Lwm) comprising charophyte gyrogonites and ostracods, plus minor charophyte thalli and gastropod shells. Ellipsoid and elongated chert nodules are abundant at the top of some strata (Fig. 3B). Irregular vertical root traces, desiccation cracks and incipient brecciation are frequently

superposed on the above textural features, at the top of strata constituted by Lwm, producing new facies (Lwb). 2) Laminated wackestone-packstones (Lw-pl), with lamination defined by thin alternating layers formed of oriented fragments of charophytes and ostracods and micrite, at places with gradual upward transition (Fig. 3D). 3) Massive mudstones consisting of charophyte and ostracod fragments, in cm-thick beds, being the bioclasts non-oriented, and including scattered silt-sized quartz grains (Lmq) and, very locally, lenticular gypsum pseudomorphs (Lmg). 4) Laminated mudstones to wackestones (Lm-wl) with scattered silt-sized angular quartz grains and rare bioclasts. The lamination, commonly undulated, is defined by a mm-thick alternation of micrite and discontinuous spar-calcite layers formed of small bioclast fragments. 5) Nodular greyish marly limestones (Lwn) forming tabular strata, with distinct reddish mottling. Lwn are peloid and intraclast wackestones with clotted micrite matrix, abundant circumgranular and planar desiccation cracks, geopetal fills and chert nodules. (Sub) vertical root traces are common in this facies as well (Fig. 3E).

Clastic facies

These form intervals ranging 5-14 m in thickness made of two main lithologies: 1) reddish and greenish massive terrigenous mudstones (Fm) in 1.3–4.5 m thick strata. Occasionally this facies shows horizontal lamination (Fh) and bioturbation by irregular rizoliths (Fb). 2) Lenticular- and tabular-shaped sandstones beds, inters-

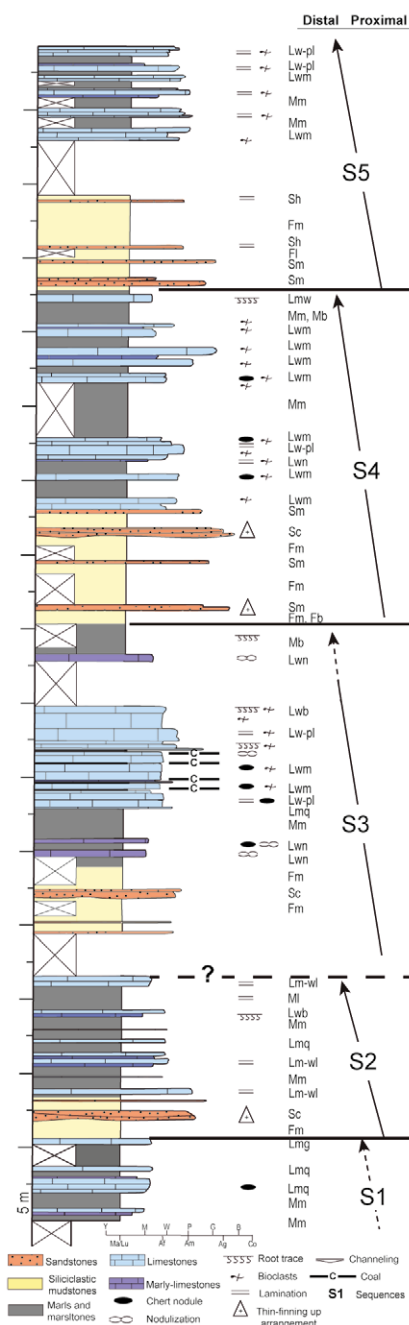


Fig. 2.- Synthetic stratigraphic log of Cucho section, with the different facies and their vertical distribution. S1 to S5 represents the differentiated sequences. See color figure in the web.

Fig. 2. - Columna sintética de la sección de Cucho con las diferentes facies y su distribución vertical. S1 a S5 indican las secuencias identificadas. Ver figura en color en la web.

persed within Fm intervals. The sandstones are fine to medium grain-sized sublitharenites made of mixtures of subangular quartz and lithic carbonate grains, including fragments of reworked large benthic Paleogene foraminifers (Nummulites, Rotalids). The sandstones mainly occur as single sharp-based beds, either structureless (Sm), or with faint horizontal (Sh) and cross lamination (Sr) (Fig. 3F), which laterally extend some tens of m. Locally, lithic sandstones also occur, forming 1–3 m-thick channel-shaped bodies made of stacked lenticular and tabular sandstone beds; the latter show fining- and thinning-upward arrangements and sparse cross bedding and lamination (Sc). Paleocurrent estimations ($n=7$) based on internal cross bedding and lamination and basal scour marks reveal a sediment source area located to the north and north-east, on the northern margin of the MTB.

Mixed facies

These comprise marls to marlstones of ochre to greyish colour that form cm to 7.5 m-thick packages, either showing discontinuous horizontal lamination (Ml) or structureless beds (Mm). Charophyte gyrogonites, ostracod fragments and irregular mm to cm-long root traces occur sparsely within them (Mb).

Coal facies

They occur as four intervals 8–30 cm-thick that exhibit persistent lamination largely defined by the alternation of mm-thick clay and organic-matter rich laminae (facies C; Fig. 3C). Well-preserved plant remains, sulphide and/or iron-oxide disseminations and small root-traces are common features in all coal occurrences.

Facies associations

The facies described above can be grouped vertically into three main facies associations representing different depositional environments: distal alluvial (FA1), palustrine (FA2) and lacustrine (FA3). The distal alluvial facies association comprises the terrigenous mudstone and lithic sandstone deposits. Facies Fm and Fh are interpreted as formed in muddy floodplains or mudflats with occasional colonization of plants (facies Fb), that were dissected by ephemeral shallow fluvial channels filled by m-thick sandstone packages (facies Sc) and associated sand splays (Sh, Sm).

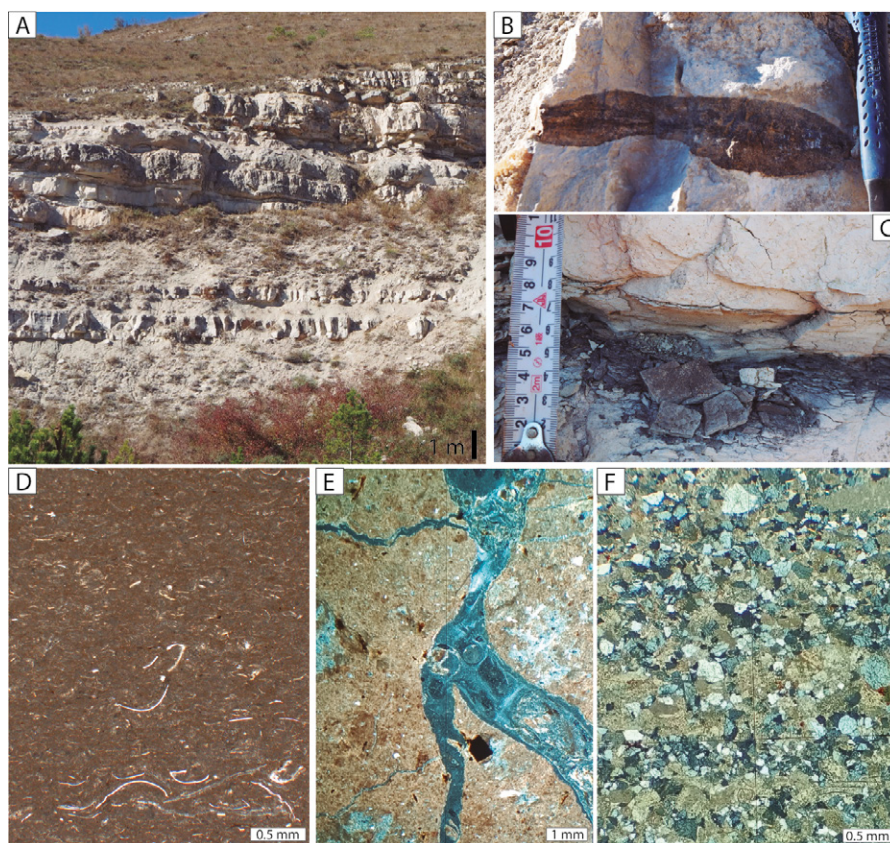


Fig. 3.- Field and thin section microphotographs of the main facies of the Cucho section. A) Outcrop photograph of the distribution of clastic, mixed and carbonate facies. B) Elongated chert nodule in massive wackestone (Lmw). C) Coal layer (C). D) Microphotograph of laminated wackestone-packstone with abundant orientated shell fragments (Lmw-pl). E) Nodular marly limestone with root traces (Lwn). F) Thin section of sublitharenite (Sh).

Fig. 3.- Fotografías de campo y láminas delgadas de las facies principales de la sección de Cucho. A) Foto de afloramiento donde se observa la distribución de las facies clásticas, mixtas y carbonáticas. B) Nódulo de chert en las facies "wackestone" masivas (Lmw). C) Nivel de carbón (C). D) Microfotografía de la caliza "wackestone-packstone" con abundantes fragmentos de conchas orientados. E) Caliza margosa nodular con trazas de raíces verticales (Lwn). F) Lámina delgada de las areniscas (Sh).

The palustrine facies association comprises facies Lwb, Lwn and Mb. The pedogenic features of facies Lwb and Mb are characteristic of palustrine fringes recording significant variation in water level, with occasional subaerial exposure and desiccation, and plant colonization. Facies Lwn, in turn, show greater development of pedogenic features such as nodules and breccias, which point to longer periods of exposure or more intense desiccation, at times associated with an incipient development of pedogenic calcretes (Alonso-Zarza and Wright, 2010). Finally, the lacustrine facies association is mainly represented by facies Lwm and Mm, both indicative of low-energy littoral zones of shallow lakes colonized by aquatic vegetation, including calcareous algae, as well as crustaceans and molluscs. Coal facies (C) likely represent episodes in which these littoral zones recorded enhanced plant colonization and partial stagnation favourable for pre-

servation of organic matter. In contrast, facies Lw-pl and Ml evidence deposition in more internal lake zones. The Lw-pl included sediment transported from littoral zones that were subject to episodic current activity, as revealed by the presence of numerous layers of reworked bioclasts (Alonso-Zarza and Wright, 2010). Facies Mh formed by sediment settling offshore.

Facies Lmg are indicative of shallow, low-energy lacustrine areas recording episodes of restriction and enhanced evaporation that allowed gypsum crystals to growth. Finally, facies Lmq is interpreted as formed in the relatively deeper zone of the lakes under low energy conditions, with occasional current activity and siliciclastic fine sediment supply (Larena *et al.*, 2020).

The depositional model inferred for the Cucho macrosequence is like that established for the underlying deposits exposed in the Faido-Samiano area, some

10 km to the SE of the studied section (Larena *et al.*, 2019).

Stratigraphic arrangement

According to the vertical distribution of its constituent carbonate, clastic and mixed facies, the Cucho macrosequence can be subdivided into five stratigraphic sequences, named S1 to S5, with individual thicknesses ranging between 28 and 43 m (Fig. 2). From base to top, every unit consists of packages of distal alluvial detrital deposits that gradually evolve to mixed and carbonate facies representative of palustrine and lacustrine environments. The boundaries between the successive sequences are marked by sharp changes from palustrine and lacustrine carbonates to alluvial siliciclastic deposits. There is no evidence of enhanced erosion and/or subaerial exposure indicative of significant or prolonged stratigraphic hiatuses.

Based on the sedimentological interpretations, the five sequences represent depositional cycles that started with a sudden increase in terrigenous supply, likely due to progradation of the basin margin alluvial systems, followed by their gradual retreat and then spread out of carbonate deposition under palustrine and shallow lacustrine conditions. The allocyclic or autocyclic character of these asymmetric depositional cycles is difficult to be established based on the available information from a single section. However, previous studies in the underlying Lower Miocene palustrine-lacustrine deposits from the Faido-Samiano area located to the SE (see Larena *et al.*, 2019) identified similar depositional cycles that tentatively were interpreted in terms of short-term tectonic pulses affecting the basin margins and the rates of detrital supply to the basin centre from the uplifted Cretaceous-Paleogene source areas located

to the north of the MTB. As a whole, the studied section is coarsening-upward, with a relative increase of detrital content at the base of sequence S4. This evolution is consistent with increasing basin margin uplift and overall progradation of the corresponding depositional systems.

Conclusions

The study of the Lower-Middle Miocene Trebiño-Cucho section in the MTB Basin has evidenced a complex, cyclical succession of clastic, coal and carbonate sediments, with a general coarsening-upward evolution. A wide array of carbonate, coal, siliciclastic and mixed deposits have been distinguished, representative of ephemeral km-wide palustrine and lacustrine areas that expanded and retreated in close relationship to evolution of the alluvial systems that characterized the northern basin margins. Further sedimentological and geochemical studies are needed, particularly to better constraint the variations of the lake extent and its potential link to local climatic and/or tectonic controls.

Authors contribution

All the authors have participated in the field work and subsequent analysis of facies, as well as in the manuscript preparation.

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.

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.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. and Cura, M.A. (1992). *Sedimentary Geology*, 76, 43-61. [https://doi.org/10.1016/00370738\(92\)90138-H](https://doi.org/10.1016/00370738(92)90138-H)
- 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.
- Cabrera, L. (1983). *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. PhD Thesis. Universitat de Barcelona. 443 pp.
- Huerta, P. (2007). El Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Relleno de una Cuenca de piggy back. Tesis doctoral. Inedita, Universidad de Salamanca, 150 p.
- Larena, Z., Arenas, C., Baceta, J.I., Murelaga, X., Suarez-Hernando, O., (2020). *Geologica Acta*, 18.7, 1-26, I-III. <https://doi.org/gpqznp>
- Larena, Z., Baceta, J.I. and Murelaga, X., (2019). *Geogaceta*, 66, 27-30.
- Martín Alafont, J.M., Ramírez del Pozo, J. and Portero, J.M., (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 138 (Puebla de Arganzón) y memoria*. IGME, Madrid, 46 p.
- Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A., Villena, J., (2002). *Ebro Basin (northeastern Spain)* (W. Gibbons and T. Moreno, Eds.). The Geology of Spain. London, The Geological Society, 301-309.
- 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.

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

Concha Arenas^{1,2}, Lluís Cabrera³, M. Cinta Osácar^{1,2*}, Luis Valero³, Javier Pérez-Rivarés¹, Joaquín Bastida⁴, Miguel Garcés³, Luis Auké¹, Andrés Gil^{1,2} and María J. Gimeno¹

¹Department of Earth Sciences, University of Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain
carenas@unizar.es, cinta@unizar.es, perezrivares@gmail.com, lauke@unizar.es, agil@unizar.es, mjgimeno@unizar.es.

²Institute for Research on Environmental Sciences of Aragón (IUCA) and GeoTransfer Group

³Department of Earth and Ocean Dynamics, Geomodels Research Institute and Research Group of Geodynamics and Basin Analysis. Universitat de Barcelona
lluis.cabrera@ub.edu, luisvalero@ub.edu, mgarces@ub.edu

⁴Unit of Geology, University of Valencia, Spain
bastida@uv.es.

*Corresponding author

ABSTRACT

The climate evolution across the Oligocene–Miocene transition has been studied through a 23.5 to 22 Ma succession in the eastern Ebro Basin, dated by magnetostratigraphy. The study is based on the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition coupled with sedimentological analysis of a dominantly lacustrine and palustrine carbonate succession, focusing on the limestone facies. The deposits formed in alluvial plain, saline mud flat, and carbonate lacustrine and palustrine depositional environments. Changes in lake water level and hydrodynamics, and biological processes triggered the formation of distinct carbonate facies, causing isotopic differences among them. The isotopic variations likely reflect changes in the precipitation/evaporation ratio and temperature in the Ebro Basin that might be the regional record of the Mi-1 Glaciation. A change in variability in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ and an inflection in $\delta^{13}\text{C}$ mark the Oligocene–Miocene boundary (23.03 Ma). The decrease in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variability may correspond to steadier depositional, climatic and hydrological conditions through time.

Key-words: Oligocene–Miocene transition, lacustrine and palustrine carbonates, paleoclimate, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, NE Iberia.

RESUMEN

Se estudia la evolución climática de la transición Oligoceno-Mioceno en una sucesión lacustre de la parte oriental de la cuenca del Ebro, de 23,5 a 22 Ma, según la magnetoestratigrafía. Se basa en la composición de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, junto con el análisis sedimentológico, de materiales mayoritariamente carbonatados, lacustres y palustres, centrado en las facies de caliza. Los depósitos se formaron en ambientes de llanuras aluviales y fangosas evaporíticas, lacustres y palustres. Los cambios en el nivel de agua del lago y la hidrodinámica, así como los procesos biológicos, ocasionaron la formación de facies carbonatadas distintas e isotópicamente diferentes. Probablemente estas diferencias isotópicas reflejan cambios en la relación precipitación/evaporación y en la temperatura en la cuenca del Ebro, que podrían ser la expresión regional de la Glaciación Mi-1. El límite Oligoceno-Mioceno (23,03 Ma) se manifiesta por un cambio en la variabilidad de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, junto con una inflexión en $\delta^{13}\text{C}$. La disminución en la variabilidad de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ puede corresponder a una tendencia hacia condiciones de depósito, climáticas e hidrológicas más estables.

Palabras clave: Transición Oligoceno-Mioceno, carbonatos lacustres y palustres, paleoclima, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, NE Iberia.

Geogaceta, 75 (2024), 11–14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100684>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Alternating warming and cooling conditions have been extensively recorded through the Oligocene–Miocene Transition (OMT). A warming interval at the latest Oligocene characterised the OMT beginning (≈ 24.8 Ma), then followed by cooling conditions related to an Antarctic ice-sheet expansion (Mi-1 Glaciation; Zachos *et al.*, 2001). The Oligocene–Miocene boundary (OMB), set at 23.03 Ma, coincides with this cooling process, which caused varied effects on oceans and continents, although large-scale decreases in temperature and

precipitation have usually been proposed. The characteristics of the OMT climate have not been described in detail in the continental realm mainly due to the lack of accurately dated records, which indeed are suitable for searching and applying indicators relevant to climate. This contribution aims to show the preliminary characterisation of the OMT climate in NE Iberia, based on the C and O stable isotope composition coupled with sedimentological analysis of a well-exposed lacustrine and palustrine carbonate succession in the eastern Ebro Basin. The approach is focused on the limestone facies. The succession has been

dated through robust magnetostratigraphy and cyclostratigraphy (Valero *et al.*, 2014).

Geological setting

The study area is located in the eastern central part of the Ebro Basin (Fig. 1), close to the Mequinenza village. The outcropping rocks in the study area belong to the genetic stratigraphic unit T4 (late Oligocene to Early Miocene; Muñoz *et al.*, 2002). This unit includes coarse-to fine-grained alluvial detrital deposits sourced from the three basin margins,

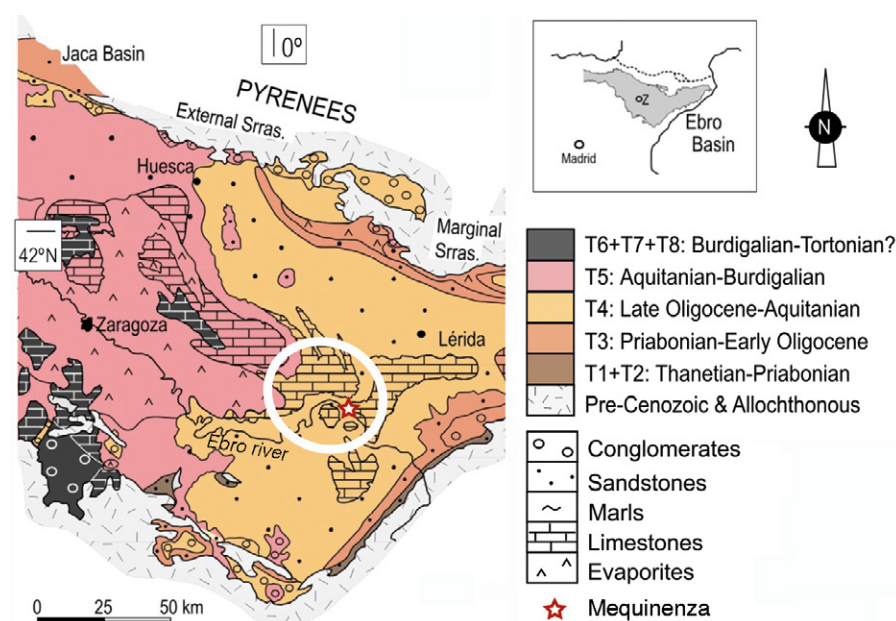


Fig. 1.- Location of the study area (white circle) in the Ebro Basin. T1 to T8: Stratigraphic genetic units after Muñoz et al. (2002). See color figure in the web.

Fig. 1.- Localización del área estudiada (círculo blanco) en la Cuenca del Ebro. T1 a T8: unidades estratigráficas genéticas según Muñoz et al. (2002). Ver figura en color en la web.

lacustrine evaporite deposits in the basin centre and west, and lacustrine carbonate deposits in the basin east sector (Pardo *et al.*, 2004). The magnetostratigraphic studies allowed the accurate dating of the Oligocene to Early Miocene record in these formations, and have shown that the Oligocene–Miocene boundary occurs within the study carbonate succession (Mequinenza section; Barberà *et al.*, 2001; Valero *et al.*, 2014).

Methods and materials

A 104 m-thick succession, spanning from 23.5 to 22 Ma, was measured and sampled for mineralogical, sedimentological and stable isotope analyses. Base and top coordinates are, respec-

tively: 41.390483° N / 0.297650° E and 41.394400° N / 0.297750° E.

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed on 0.2–0.5 mg of calcite micrite of limestones (N=86), picked with a microdrill under magnification, avoiding cements. None of the samples contained significant amounts of dolomite to affect the isotopic results.

The analyses followed the usual procedures at the *Centros Científicos y Tecnológicos* of the Universitat de Barcelona (see Osácar *et al.*, 2013 for details). In order to avoid the interference of diverse factors in the isotopic evolution through time, only limestone facies have been considered herein. The ages (e.g., the OMB) were determined by interpolation within each magnetic polarity chron.

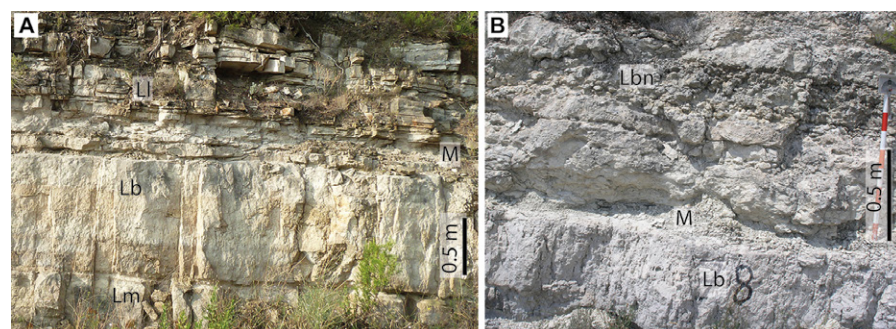


Fig. 2.- Field views of sedimentary facies in the study area. A) Bioclastic massive and bioturbated limestones (Lm and Lb), marls (M) and laminated limestones (LI). B) Bioclastic bioturbated (Lb), with vertical root traces, nodular limestones (Lbn) and marls (M). See color figure in the web.

Fig. 2.- Imágenes de campo de facies sedimentarias en el área estudiada. A) Calizas bioclásticas masivas y bioturbadas (Lm y Lb), margas (M) y calizas laminadas (Lm). B) Calizas bioturbadas (Lb) con trazas verticales de raíces, calizas nodulosas (Lbn) y margas (M). Ver figura en color en la web.

Stratigraphy and sedimentology

The studied section consists of grey to beige limestones, grey and green marls, orange to red and brown mudstones and light brown sandstones. Limestones are volumetrically the most abundant lithology. Marls appear as interbeds between limestone strata. Mudstones and sandstones occur at the base of the section, along with gypsum. The latter occurs as microcrystalline nodules and cements, as well as fibrous gypsum filling voids, commonly cracks. The sandstones are fine- to coarse-grained litharenites that constitute both tabular and lenticular bodies, either structureless or with through-cross stratification.

The main limestone facies, consisting of mainly calcite, are distinguished based on textural and structural features:

Massive limestones (Lm) are charophyte, gastropod and ostracod mudstones, wackestones and packstones. These limestones form tabular, lenticular and irregularly-shaped strata, centimeter to 1 meter-thick, which can be either structureless or less commonly have horizontal lamination or banding (Figs. 2A and 3A). Gentle root traces are present at places.

Laminated limestones (LI) consist of ostracod and charophyte mudstones and wackestones, in some cases with gastropod fragments and intraclasts. The long axes of bioclasts may appear parallel to the depositional surface. Scattered detrital silt- to sand-size quartz grains are present in some cases. Variable amount and type of these components produces lamination. These limestones constitute tabular and lenticular strata, centimeter to decimeter thick, showing horizontal and ripple lamination, cross stratification and, at places, hummocky-cross stratification (Figs. 2A, 3B and 3C).

Bioturbated and nodulised limestones (Lb and Lbn) are charophyte, gastropod and ostracod mudstones and wackestones containing vertical root traces (facies Lb), and nodules and breccia (facies Lbn). Both Lb and Lbn include desiccation features, e.g., typical circum-granular cracks. Facies Lb form tabular and lenticular strata up to 1 m thick, which may show compensating morphologies. Facies Lbn constitute tabular and more frequently irregularly shaped strata, centimeter to decimeter thick, with diffuse bases and tops (Figs. 2B and 3D).

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

Both the global average $\delta^{13}\text{C}$ values and facies $\delta^{13}\text{C}$ values are lower for the Miocene than the Oligocene. Facies LI display the highest average values (Table I; Fig. 4). The global average $\delta^{18}\text{O}$ values are similar for the Miocene and Oligocene. Facies LI show lower values than the rest of facies. The variability is smaller for $\delta^{18}\text{O}$ than for $\delta^{13}\text{C}$, and is wider in the Oligocene than in the Miocene, except for the $\delta^{13}\text{C}$ LI values. The correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ is poorly significant ($r=-0.32$).

The $\delta^{13}\text{C}$ values distinctly decrease through time, whereas the $\delta^{18}\text{O}$ values do not show a clear tendency (Fig. 5). The Oligocene record shows a significantly wide $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variability that sharply decreases right after the OMB; the rather steady evolution includes periods of some $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variability. A change in the $\delta^{13}\text{C}$ trend occurs around the OMB, from increasing in the Oligocene to decreasing in the Miocene. A subtle decreasing–increasing inflection is recorded by the Miocene $\delta^{18}\text{O}$ values at ≈ 22.6 Ma.

Discussion

The textural and structural characteristics of the studied rocks allow interpreting their formation in three main depositional environments (e.g. as described by Cabrera *et al.*, 1985; Platt, 1989; Luzón, 1994; Arenas and Pardo, 1999; Alonso-Zarza, 2003):

- Distal alluvial plain with fluvial channels and saline mud flat (mudstones and sandstones with gypsum interbeds and disperse nodules). These conditions occurred at the base of the studied section (late Oligocene).

- Carbonate lacustrine environment, with two distinct depositional settings:

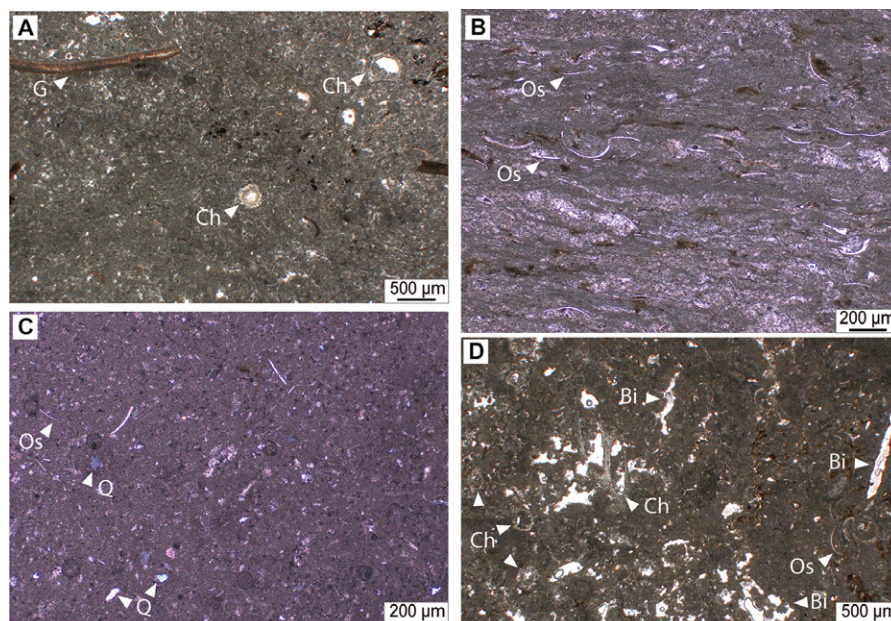


Fig. 3.- Photomicrographs taken in optical microscope (parallel-polarised light). A) Bioclastic massive limestone (Lm). B) Laminated limestone (LI). Ostracod and gastropod shells oriented parallel to deposition surface. C) Detail of laminated limestones containing detrital quartz grains. D) Bioclastic bioturbated limestone (Lb). Pores reflect root traces (Bi). G: gastropod shell; Ch: charophyte gyrogonite and thalli; Os: ostracod shells; Q: quartz grains. See color figure in the web.

Fig. 3.- Microfotografías tomadas en microscopio óptico (luz polarizada paralela). A) Calizas bioclásticas masivas (Lm). B) Calizas laminadas (LI). Conchas de ostrácodos y gasterópodos orientadas paralelamente a la superficie de depósito. C) Detalle de calizas laminadas que contienen granos detríticos de cuarzo. D) Calizas bioclásticas bioturbadas (Lb). Las cavidades corresponden a trazas de raíces (Bi). G: concha de gasterópodo; Ch: girogonitos y tallos de carofitas; Os: conchas de ostrácodos; Q: granos de cuarzo. Ver figura en color en la web.

1. shallow lake inhabited by ostracods, gastropods and charophytes, with quiet lime mud deposition (facies Lm), and

2. shallow to slightly deep lake, with varying biota content and fine detrital inputs, affected by surge producing low to high energy structures (facies LI).

Both settings represent changes in lake level and hydrodynamic conditions through time.

- Carbonate palustrine environment, either formed of a vegetated fringe affected by lake level variations during short time periods (facies Lb) or consisting of

extensive fringes affected by long and/or repetitive exposure periods (facies Lbn) causing calcrete development. Both settings represent lake level changes of different reach through time that predominated in the middle part of the studied Miocene succession.

Marls are interpreted as formed in offshore lake areas in relation to settling of fine-sediment through fluvial supply.

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values are typical of fresh water bodies that had moderate to high soil- or plant-derived CO_2 inputs (Arenas *et al.*, 1997; Leng and Marshall, 2004).

The isotopic differences among the limestone facies respond to the variable intensity and/or frequency of water renewal and to the biological processes occurring in and around the lake, coinciding with or modulated by specific climatic and hydrodynamic conditions. The low $\delta^{13}\text{C}$ values of Lb+Lbn are linked to the intense biological activity. The low $\delta^{18}\text{O}$ values of both Oligocene and Miocene LI facies are related to a higher water renewal respect to the other facies; two samples with extreme values would represent more intense ^{16}O supply.

The isotopic trends across the OMT (Fig. 5) likely reflect changes in the pre-

		$\delta^{13}\text{C}$ Olig	$\delta^{13}\text{C}$ Mioc	$\delta^{18}\text{O}$ Olig	$\delta^{18}\text{O}$ Mioc
Facies	N Olig-N Mioc	\bar{x} (s)	\bar{x} (s)	\bar{x} (s)	\bar{x} (s)
Lm	12 - 28	-5.40 (1.29)	-5.68 (1.02)	-6.19 (0.47)	-6.08 (0.34)
LI	7 - 7	-4.02 (0.66)	-5.55 (1.20)	-7.25 (1.22)	-6.77 (0.75)
Lb+Lbn	5 - 27	-5.50 (1.28)	-6.32 (0.73)	-5.99 (0.72)	-6.51 (0.43)
Total	24-62	-5.02 (1.30)	-5.95 (0.97)	-6.46 (0.94)	-6.35 (0.50)

Table I.- Average (\bar{x}) and standard deviation (s) of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the analysed limestones, by facies and as a whole (Total), for Oligocene (Olig) and Miocene (Mioc). N: number of analyses. Lm: massive limestones; LI: laminated limestones; Lb+Lbn: bioturbated and nodulised limestones.

Tabla I.- Media (\bar{x}) y desviación típica (s) de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas analizadas, por facies y en total (Total), para Oligoceno (Olig) y Mioceno (Mioc). N: número de análisis. Lm: calizas masivas; LI: calizas laminadas; Lb+Lbn: calizas bioturbadas y nodulosas.

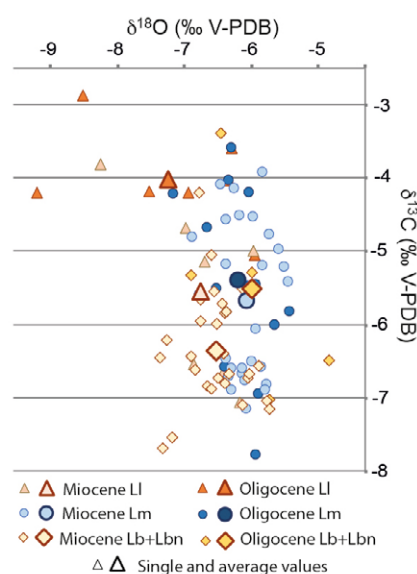


Fig. 4.- $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the studied limestone facies. See color figure in the web.

Fig. 4.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las facies de calizas estudiadas. Ver figura en color en la web.

precipitation/evaporation ratio and temperature in the Ebro Basin that might be the regional response to the global Mi-1 Glaciation (Zachos *et al.*, 2001). In this context, the isotopic differences between the Oligocene and Miocene facies can be linked to these changes. The diminishing $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variability may reflect an evolution towards steadier depositional, climatic and hydrological conditions.

Conclusions

The 23.5 to 22 Ma studied deposits in the eastern Ebro Basin formed in alluvial plain, saline mud flat, carbonate lacustrine and carbonate palustrine environ-

ments. Changes in lake water level and hydrodynamics triggered the formation of the distinct carbonate facies.

The different $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the diverse facies are consistent with variations in the depositional and climatic parameters, e.g., via lake-level changes.

Despite the isotopic composition differences among the facies, owing to the lake-level changes and hydrodynamic conditions, the limestone facies reflect consistent isotopic trends through time, e.g. an inflection around the OMB and subtle changes through the studied Miocene section, which would represent overall varying climatic conditions across the OMT.

Authors contribution

The authors have participated in the field work, laboratory tasks and subsequent analysis of the results, as well as in the manuscript preparation.

Acknowledgements

Grants PID2019-106440GB-C21 and PID2019-106440GB-C22 funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033; Research Groups Geodynamics and Basin Analysis (2021-SGR00076), Universitat de Barcelona, and GeoTransfer Group of the Aragón Government-University of Zaragoza.

References

- Alonso-Zarza, A.M. (2003). *Earth-Science Reviews* 60, 261–298. <https://doi.org/dnz3bh>
 Arenas, C. y Pardo, G. (1999). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 127–148.

<https://doi.org/dpzrmc>

- Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997). *Palaeogeography* 128, 133–155. <https://doi.org/dbxvsp>
 Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M., Parés, J.M. y Agustí, J. (2001). *Planetary Science Letters* 187, 1–16. <https://doi.org/d2ngvb>
 Cabrera, L., Colombo, F. y Robles, S. (1985). *6th European Reg.Meeting IAS. Exc. Guidebook*, 10, 393–492.
 Leng, M.J. y Marshall, J.D. (2004). *Quaternary Science Reviews* 23, 811–831. <https://doi.org/fkk55c>
 Luzón, A. (1994). *Los materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno del sector centro-oriental de la Depresión del Ebro. Análisis estratigráfico e interpretación evolutiva*. Degree Thesis Univ. of Zaragoza, 259 pp.
 Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. (2002). In: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. and Moreno, T. Eds.). The Geological Society, London, 301–309.
 Osácar, M.C., Arenas, C., Vázquez-Úrbez, M., Sancho, C., Auqué, L.F. y Pardo, G. (2013). *Journal of Sedimentary Research* 83 (4), 309–322. <https://doi.org/kw6f>
 Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Úrbez, M. y Villena, J. (2004). En: *Geología de España* (Vera, J.A. Ed.). SGE- IGME, Madrid, 533–543.
 Platt, N.H. (1989). *Sedimentology* 36, 665–684. <https://doi.org/dk8jcf>
 Valero, L., Garcés, M., Cabrera, L., Costa, E., y Sáez, A. (2014). *Earth and Planetary Science Letters* 408, 183–193. <https://doi.org/f6vmq4>
 Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001). *Science* 292, 686–693. <https://doi.org/ckdj6v>

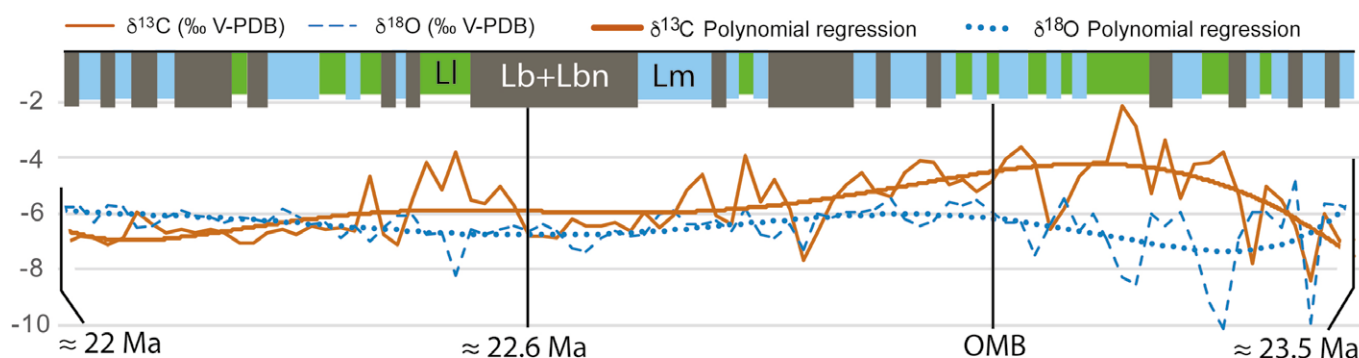


Fig. 5.- $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the analysed limestones through time. The jagged lines correspond to the plotted data. The tendency lines correspond to polynomial regressions of degree 6. See color figure in the web. Dominant facies are represented above; symbols like in Stratigraphy and sedimentology section.

Fig. 5.- Evolución temporal de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas analizadas. Las líneas dentadas corresponden a los datos representados. Las líneas de tendencia corresponden a regresiones polinómicas de grado 6. Ver figura en color en la web. Las facies dominantes aparecen en la parte superior; las siglas como en la sección de Stratigraphy and sedimentology.

Estructuras microbianas en la Laguna de La Playa (Bujaraloz, NE España)

Microbial structures in La Playa playa-lake (Bujaraloz, NE Spain)

Inés Membrado Royo y Josep Gisbert Aguilar^{1,*}

¹ Dpto. de Ciencias de la Tierra. Área de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 19, Zaragoza.

gisbert@unizar.es, imembrado@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

We describe the presence of microbial mats in La Playa, whose presence influences the formation of certain structures that appear on its surface. These structures, known as petees, can be classified according to their morphology and origin. They have been classified into three different types and can be formed by the action of the wind on the poorly developed microbial mats (alpha-petees), by the joint action of the accumulation of gases and evaporitic precipitation on the mats (beta-petees) and by the lateral expansion produced by crystalline growth (gamma-petees). The petees are distributed according to the variations in the water level that floods the playa lake in the rainy seasons. In such way, beta-petees predominate in the NW, where the water sheet evaporates earlier, and alpha-petees predominate in the SE, where the water accumulates for longer periods of time. Gamma-petees are located in the intermediate zone, where the presence of the water sheet is more variable. During the dry seasons, the playa lake dries out completely, leaving the microbial mat exposed to evaporitic precipitation processes.

Key-words: Microbial mats, petees, Bujaraloz, La Playa.

RESUMEN

Describimos la presencia de matas microbianas en la Laguna de La Playa que condicionan la formación de determinadas estructuras que aparecen sobre su superficie. Estas estructuras, denominadas petees, se pueden clasificar en función de su morfología y origen. Así, se han clasificado en tres tipos diferentes y pueden estar formadas por la acción del viento sobre las matas microbianas poco desarrolladas (alpha-petees), por la acción conjunta de la acumulación de gases y la precipitación evaporítica sobre las matas (beta-petees) y por la expansión lateral producida por el crecimiento cristalino (gamma-petees). Los petees se distribuyen en función de las variaciones en el nivel del agua que inunda la salada en las estaciones lluviosas. De tal manera que en la zona NO, donde la lámina de agua se evapora antes, predominan los beta-petees y en la zona SE, donde el agua se acumula durante períodos de tiempo más prolongados, predominan los alpha-petees. Los gamma-petees se sitúan en la zona intermedia, donde la presencia de la lámina de agua es más variable. Durante las estaciones secas, la salada se seca por completo, dejando la mata microbiana expuesta a los procesos de precipitación evaporítica.

Palabras clave: Matas microbianas, petees, Bujaraloz, La Playa.

Geogaceta, 75 (2024), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100779>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 5/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción y contexto geológico

La zona endorreica de Bujaraloz-Sástago se compone por múltiples depresiones situadas en el Sector Central de la Cuenca del Ebro (Gutiérrez y Gutiérrez, 2014; García Vera y Castañeda del Álamo, 2005). La mayoría de las depresiones presentan una orientación preferente NO-SE ya que se encuentran ligadas a elementos estructurales (Solà et al., 1992).

La salada de La Playa es la más grande de todas las depresiones y cuenta con una superficie de 193 hectáreas (García Vera y Castañeda del Álamo, 2005). Se sitúa sobre la Unidad Bujaraloz-Sariñena y está rellenada por depósitos holocenos de arcillas y limos con sales (Ramírez Merino et al., 1991). Las precipitaciones de esta zona muestran un carácter bimodal,

con picos de precipitación en primavera y otoño, separados por al menos un mes seco (Rodó et al., 1997). Como consecuencia de las lluvias, la salada se encharca de forma estacional provocando la precipitación de evaporitas durante su secado. Los iones necesarios para la precipitación provienen de la Unidad Yesífera Intermedia descrita por Salvany et al. (1995) que se sitúa bajo los sedimentos holocenos y son transportados hasta la superficie a través de las células de flujo de las aguas subterráneas (Salvany et al., 1995). Además de las precipitaciones, la salada está afectada por la acción del viento típico de la zona, conocido localmente como Cierzo, que suele presentar dirección ONO con velocidades medias de 8,4 m/s (Ortega et al., 2022).

Varios autores han descrito la pre-

sencia de matas microbianas o algales (Gutiérrez y Gutiérrez, 2014; García Vera y Castañeda del Álamo, 2005) sobre la superficie de las saladas, pero no se ha encontrado ninguna referencia sobre la presencia de estructuras relacionadas con la mismas. El objetivo de este trabajo es describir este tipo de estructuras tras su observación en la superficie de La Playa, así como determinar su relación con las inundaciones producidas en la salada y servir como precedente para futuras investigaciones más detalladas.

Antecedentes

En ambientes evaporíticos la actividad microbiana coexiste con los procesos de precipitación, lo que produce estructuras originadas por la interacción

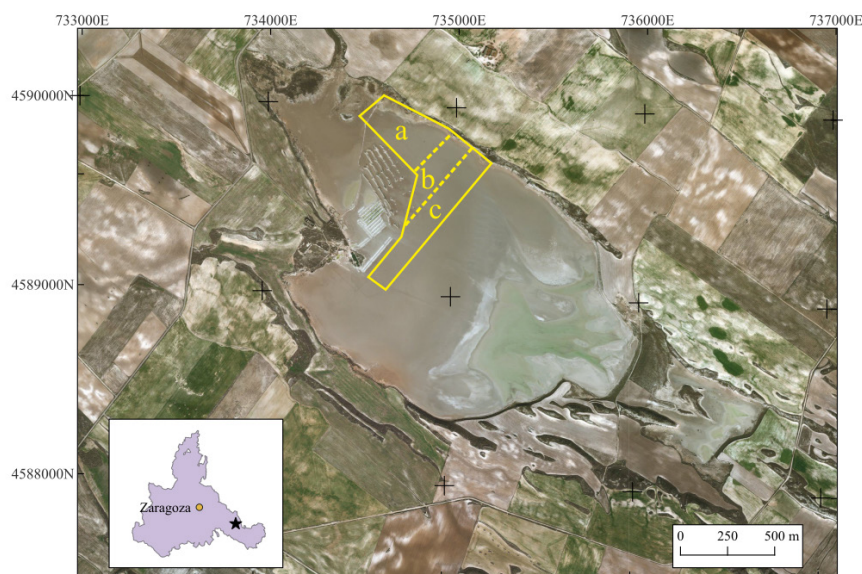


Fig. 1.- Vista aérea de La Playa y su localización en la provincia de Zaragoza. El polígono amarillo indica el área de estudio y las zonas donde se observaron los beta-petees (a), los alpha-petees (b) y los gamma-petees (c).

Fig. 1.- Aerial view of La Playa and its location in the province of Zaragoza. The yellow polygon indicates the study area and the places where the beta-petees (a), alpha-petees (b) and gamma-petees were observed.

entre ambos factores (Aref *et al.*, 2014). En general, la superficie de las matas microbianas actúa como un soporte sobre el que precipitan los cristales. Conforme los cristales crecen y cambian de volumen, este soporte permite que se formen estructuras de cabalgamiento (*overthrust structures*) redondeadas cuyo crecimiento se ve favorecido por la actividad microbiana y la oxidación de la materia orgánica, ya que producen como resultado gases que quedan atrapados entre las matas y el sedimento, aumentando el tamaño de las estructuras (Schieber *et al.*, 2007; Reineck *et al.*, 1990). Para referirse a las estructuras de cabalgamiento de ambientes evaporíticos cuya formación está influenciada por la presencia de matas microbianas, se utiliza el término *petee*, definido por Gavish *et al.* en 1985. Estas estructuras se describieron y clasificaron como alfa, beta y gamma-petees por Reineck *et al.* en 1990.

Alpha-petees

Dentro de esta categoría se observan pliegues estrechos con recorrido de hasta 1 m. Su altura no sobrepasa el centímetro y aparecen de forma semiparalela, aunque un mismo pliegue puede bifurcarse y cambiar de dirección.

Estas estructuras se forman en los primeros estadios del desarrollo de las matas, cuando están formadas por una única capa microbiana que se dispone sobre la superficie. La acción del viento

empuja la lámina de agua que se sitúa sobre la mata, que al estar situada sobre sedimentos arcillosos no está integrada con ellos y se desliza formando arrugas (Schieber *et al.*, 2007).

Una vez que el agua se retira por completo, las arrugas formadas quedan expuestas y se consolidan a través de procesos de precipitación evaporítica, formando los alpha-petees.

Transición alpha/beta-petees y beta-petees

Dentro de esta clasificación entran dos tipos de estructuras, los domos y los pliegues, que pueden ser considerados como alpha-petees cuando no presentan fracturas en su superficie y no han sido afectadas por procesos evaporíticos.

Los domos se caracterizan por presentar una morfología casi semiesférica, mayoritariamente simétrica, con diámetros de entre 3 y 10 cm, superficie rugosa y 5 cm de altura como máximo, mientras que los pliegues son estructuras cilíndricas de longitud de hasta 30 cm, anchuras de 1-2 cm y que pueden presentar repliegues muy pronunciados. Ambas se encuentran rellenas de gases y en ocasiones presentan fracturas en su superficie. Estas fracturas pueden situarse en la parte más alta de las estructuras (cresta de los pliegues o la cúpula de los domos) u orientadas hacia el ONO. En épocas secas, estas estructuras se ven afectadas por la

precipitación evaporítica y la acción eólica propias de la zona, provocando que presenten una textura rugosa.

Gamma-petees

Este tipo de petees son los más similares a los tepees. Se trata de pliegues de pequeño tamaño que crecen delimitando formas poligonales, formados por la expansión lateral debida al crecimiento cristalino de los minerales evaporíticos incrustados en las matas.

El hecho de que los petees presenten formas redondeadas se debe a la resistencia mecánica aportada por las matas microbianas y es lo que les diferencia de los tepees, que presentan lados más rectos.

Metodología

El 28/04/2023 se realizó una visita a La Playa, cuando la superficie estaba seca pero el sedimento subsuperficial permanecía húmedo. Se tomaron dos muestras de la superficie de la salada; BJ-3, donde *a priori* sólo se observaba sedimento arcilloso y LB-1, formada por sedimento arcilloso y evaporitas. La muestra BJ-3 fue estudiada bajo un microscopio digital Dino-Lite con una ampliación de 50X, mientras que sobre la muestra LB-1 se realizó difracción de rayos X.

En la salada se observaron diferentes tipos de estructuras localizadas en la zona delimitada por el polígono amarillo de la Figura 1, que se clasificaron de acuerdo a lo propuesto por Reineck *et al.* (1990).

Estudio de las muestras

Al observar la muestra BJ-3 bajo la lupa se observaron laminaciones microbianas paralelas que se corresponden

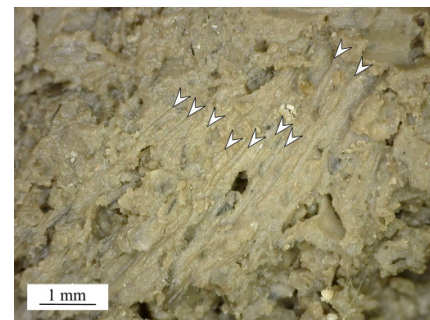


Fig. 2.- Detalle del perfil de la muestra BJ-3 donde se observan matas microbianas. Las flechas indican las capas de la mata microbiana.

Fig. 2.- Detail of a cross-section of the sample BJ-3 where microbial mats are observed. Arrows indicate the layer of the microbial mat.

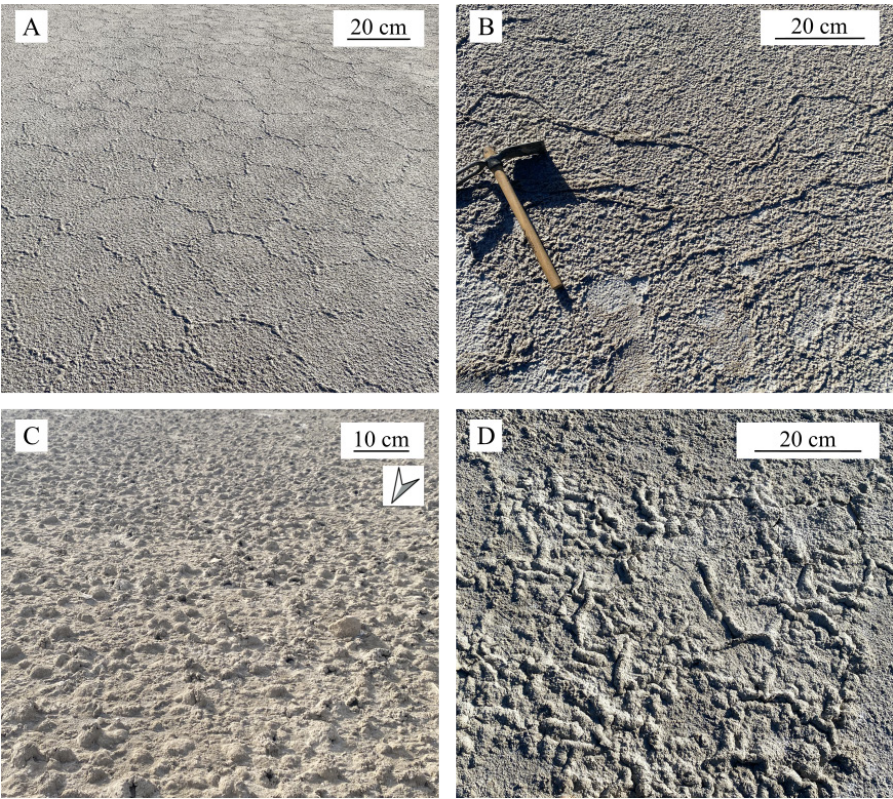


Fig. 3.- Petees observados en la salada La Playa. A) Gamma-petees describiendo estructuras poligonales. B) Alpha-petees. C) Extensión cubierta por beta petees (domos), las fracturas de los domos observadas en los laterales tienen dirección ONO congruentes con mayor desecación en la dirección del viento. La flecha de la esquina superior derecha indica la posición del N. D) Beta-petees con predominancia de pliegues.

Fig. 3.- Observed petees in La Playa lake. A) Gamma-petees describing poligonal structures. B) Aplha-petees. C) Extension covered by beta-tepees (domes), the fractures located on the sides of the domes have a WNW direction, consistent with a higher desiccation according the wind direction. The arrow located on the top right corner points North. D) Beta-tepees with predominance of folds.

con el desarrollo de matas colonizando el sedimento (Figura 2). Los resultados de la difracción de rayos X (roca total) de la muestra LB-1 se muestran en la Tabla I, donde se observa que el yeso primario, la halita y la muscovita son los minerales principales.

Estudio de las estructuras

Las estructuras más abundantes son los domos. Generalmente aparecen cubriendo grandes extensiones dentro de la zona a de la Figura 1 y localmente transicionan a pliegues, sin que haya podido identificar la pauta de cambio. En la salada, ambas estructuras se encuentran muy afectadas por los procesos evaporíticos, y en múltiples ocasiones presentan fracturas en su superficie, por lo tanto, se identificaron como beta-petees (Figuras 3C y 3D).

En el extremo SE (zonas b y c de la Figura 1) se observan los gamma y alfa-petees (Figuras 3A y 3B) de forma mucho menos abundante. Estas morfologías se

presentan en la transición hacia una superficie sedimentaria plana, donde las únicas deformaciones detectadas fueron huellas de zancudas, que coincide con las zonas donde la lámina de agua superficial permaneció por más tiempo.

Discusión

El crecimiento de las matas microbianas está intrínsecamente relacionado con el patrón hidrodinámico del lugar en el que se desarrollan (Noffke, 2010). Para el caso de La Playa, la aparición de una lámina de agua sobre su superficie depende de las lluvias de los últimos 180 días (Castañeda y Herrero, 2005). Tras las lluvias la laguna se inunda, pero por el clima semiárido se deseca rápidamente, empezando por la zona NO y desecándose progresivamente hacia el SE. La superficie del sedimento queda expuesta hasta que se vuelve a producir otro evento lluvioso en un proceso cíclico, en el que durante los episodios secos queda expuesta a la acción eólica.

Fase mineral	Contenido (%)
Yeso	36
Halita	11.3
Muscovita	34
Calcita	8.2
Dolomita	3.3
Cuarzo	1.2
Bloedita	5.6

Tabla I.- Resultado de la difracción de rayos X para la muestra LB-1.

Table I.- X-ray diffraction results for LB-1 sample.

Según los registros del último año (desde Enero de 2022 hasta Marzo de 2023; estación meteorológica Bujaraloz-Petris, localizada a 3,7 km al NE de la salada), desde el 1 de Enero hasta la visita (28/4) hubo un total de 136,7 mm de precipitación de las cuales el 95% cayeron antes del 25/2 y posteriormente sólo hubo dos precipitaciones menores el 9/3 y el 1/4. En ese período de tiempo el cierzo sopló 7 días, 4 de ellos en el mes de Abril (6/4, 8/4, 21/4 y 28/4) en los que alcanzó rachas máximas de 13,3 y 9,7 m/s (datos de la estación meteorológica Zaragoza-Aeropuerto).

Según estos datos, durante invierno se produjeron la mayoría de las precipitaciones, lo que provocó variaciones en la lámina de agua que inundaba la salada y que a su vez afectaron a la actividad microbiana. De tal manera que durante los períodos en los que la superficie estuvo descubierta la actividad microbiana se mantuvo activa en las zonas húmedas subsuperficiales, liberando gases por debajo de la mata microbiana superficial y provocando el levantamiento de los domos y los pliegues (Gutiérrez y Gutiérrez, 2014).

Este fin invierno-comienzo primavera (2023), al reducirse las precipitaciones considerablemente, la zona de estudio quedó expuesta durante períodos de tiempo más prolongados, lo que produjo el secado de las matas microbianas de la superficie y la formación de los minerales evaporíticos propios de la salada; yeso, halita y muscovita. Durante el secado se produjeron además las fracturas observadas en la superficie de los petees, debidas a la acción eólica y a la formación de las evaporitas. Las fracturas de origen eólico se producen en los laterales y tienen una dirección preferente ONO mientras que las fracturas que se producen en la cresta de los pliegues y los domos están re-

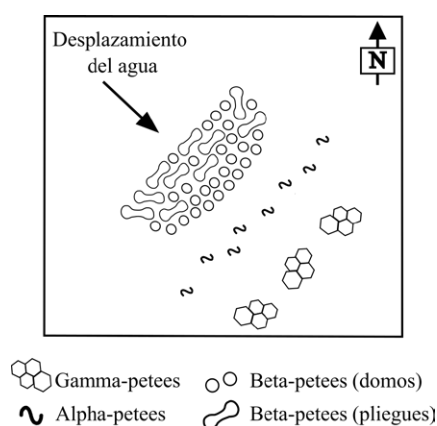


Fig. 4.- Esquema de la distribución de las estructuras en la zona de estudio.

Fig. 4.- Diagram of the structure's distribution of the study area.

lacionadas con los cambios volumétricos producidos por la deshidratación de las evaporitas (Aref *et al.*, 2014; Reineck *et al.*, 1990).

La localización de las estructuras observadas en la zona de estudio es un reflejo del movimiento de lámina de agua durante las inundaciones en la salada (Figura 4), de tal manera que en la zona donde esta se retiró primero predominan los beta-petees (zona NO) y en aquella donde permaneció por más tiempo se produjeron los gamma-petees (SE). Así, los alpha-petees se sitúan entre las otras estructuras, mostrando un área de transición entre ambas, donde el nivel del agua era más variable durante el invierno.

Conclusiones

Los procesos evaporíticos y la actividad microbiana relacionada con la presencia de matas microbianas actúan en conjunto para formar estructuras se-

dimentarias sobre su superficie. Estas estructuras se han clasificado como diferentes tipos de petees y su distribución en la salada depende de la alternancia entre los procesos de inundación y secado de La Playa en las estaciones lluviosas.

Contribución de los autores

Gisbert, J.J., observó las estructuras y se encargó de la coordinación y revisión del manuscrito. Membrado, I. es responsable de la redacción del manuscrito. Los estudios de campo y la interpretación y clasificación de las estructuras se han realizado de forma conjunta.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Los autores agradecen las aportaciones realizadas por los correctores anónimos.

Referencias

- Aref, M.A.M., Basyoni, M.H. and Bachmann, G.H. (2014) *Facies*, 60, 371-388. <https://doi.org/f5vqwx>
- Castañeda, C. y Herrero, J. (2005) *Journal of Hydrology*, 310, 95-110. <https://doi.org/cmh9dc>
- García Vera, M.A. and Castañeda del Álamo, C. (2005) *Naturaleza Aragonesa*, 14, 52-58.
- Gavish, E., Krumbein, W.E. and Halevy, J. (1985) In: *Hypersaline Ecosystems* (G. M. Friedman y W.E. Krumbein, Eds.). Springer-Verlag, 186-217.
- Gutiérrez, F. and Gutiérrez, M. (2014)

In: *Landscapes and Landforms of Spain* (F. Gutiérrez y M. Gutiérrez, Eds.) Springer, 145- 153.

<https://doi.org/kf54>

Noffke, N. (2010) In: *Geobiology: Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to Today*. Springer.

<https://doi.org/d499nj>

Ortega, M., Sánchez, E., Gutiérrez, C., Molina, M.A. and López-Franca, N. (2022) *International Journal of Climatology*, 43, 1016-1033.

<https://doi.org/kf55>

Ramírez Merino, J.I., Simón, J.L., González, J.C., García Villar, A. y Hernández Samaniego, A. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº413 (Gelsa) y memoria*. IGME. 78 p.

Reineck, H-E., Gerdes, G., Claes, M., Dunajtschik, K., Riege, H. and Krumbein, W.E. (1990) In: *Sediments and Environmental Geochemistry* (D. Heiling, P. Rothe, U. Förstner y P. Stoffers, Eds.). Springer-Verlag, 254-276.

Rodó, X., Baert, E. and Comín, F.A., (1997). *Climate Dynamics* 13, 275-284.

Salvany, J.M., García Vera, M.A. y Samper, J. (1995) *Acta Geológica Hispánica*, 30, 31-50.

Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W. and Catuneanu, O. (2007) *Atlases in Geoscience 2. Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record*. Elsevier, Amsterdam, 312p.

Solà, J., Costa, J.M., Olivé, A., Simón, J.L., Arlegui, L., Liesa, C., González Llamazares, J.C., García Villar, A. y Hernández Samaniego, A. (1992). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº414 (Bujaraloz) y memoria*. IGME. 76 p.

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)

Belén Oliva-Urcia^{1*}, Pablo Calvín², Adriana Rodríguez-Pintó³

¹ Departamento Ciencias de la Tierra, Grupo Geotransfer (IUCA). Universidad de Zaragoza. boliva@unizar.es

² Grupo Paleomag-UBU. Escuela Politécnica Superior, Dpto. de Física. Burgos. calvinballester@gmail.com

³ Geóloga freelance. adrianaropi14@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

This work presents the magnetic properties analyzed in the detrital deposit of the Granito Cave, located in the Bujaruelo Valley, Southpyrenean Zone. The cave has a sub-horizontal development in carbonatic rocks of Paleocene-Eocene age. Inside, there are different deposits of chemical origin as stalagmites (the oldest is dated as 153.6 +/- 1.2 ky, MIS6, Bartolomé et al., 2021), flows and flags and a detrital sequence of 60m along the whole cavity. The sediments are mainly composed by clays, silts and sands and are finely laminated. Three main facies are observed, backswamps, slackwater and channel, related to the processes of cut and fill in response to the snow melt or precipitations. Among the sedimentary structures there are horizontal laminations, cross-bedding laminations, climbing ripples, and liquefaction structures, the last ones probably linked to the increase in the hydrostatic charge. The concentration of the ferromagnetic minerals varies along the sedimentary sequence, diminishing towards the top. The main carrier seems to be magnetite (results of the thermomagnetic curves), but the values of the S-ratio indicate the presence of a high coercivity mineral too (goethite and/or hematite). The relationship of the magnetic properties with the geochemical information will help determine the paleoenvironmental implications of those magnetic parameters.

Key-words: rock magnetism, paleoenvironment.

RESUMEN

En este trabajo se presentan las propiedades magnéticas analizadas en el depósito detrítico de la Cueva del Granito localizada en el valle de Bujaruelo, Zona Surpirenaica. La cueva, con un desarrollo pseudo-horizontal se abre en materiales carbonatados de edad Paleoceno-Eoceno. Dentro, aparecen diversos depósitos internos de origen químico como estalagmitas (la más antigua datada 153.6 +/- 1.2 ka, MIS6, Bartolomé et al., 2021), coladas y banderas, destacando los depósitos de la secuencia detrítica de 60 m que aparecen a lo largo de toda la cavidad. Los sedimentos están formados principalmente por arcillas, limos y arenas finamente laminados, y se diferencian tres tipos diferentes de facies, backswamps, slackwater y channel, relacionadas con los procesos de llenado y vaciado de la cavidad en respuesta a la fusión de la nieve o a precipitaciones en el pasado. Entre las estructuras sedimentarias destacan los limos finamente laminados, estratificaciones cruzadas, climbing ripples y estructuras de licuefacción, estas últimas, ligadas probablemente al aumento de carga hidrostática debido al llenado con agua de la cavidad. La concentración de los minerales ferromagnéticos varía a lo largo de la serie, disminuyendo en la parte alta. El mineral predominante parece ser magnetita (curvas termomagnéticas), aunque los valores del S-ratio indican la presencia de mineral de alta coercitividad (goetita y/o hematitas). La relación de las propiedades magnéticas con el tipo de material y la información geoquímica disponible, permitirá determinar las implicaciones paleoambientales de dichos parámetros magnéticos.

Palabras clave: magnetismo de rocas, paleoambiente.

Geogaceta, 75 (2024), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100840>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 7/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

El análisis de las propiedades magnéticas de sedimentos y rocas se utiliza para investigar la formación, transporte, depósito y alteraciones postdepósito de los minerales magnéticos bajo la influencia de procesos ambientales variados. Esta línea de investigación se ha desarrollado considerablemente a partir de la década de los años 1970, y tiene aplicaciones en cambio climático, contaminación de aire y suelos, y procesos diagenéticos, en-

tre otras (Evans y Heller, 2003; Liu et al., 2012;). El magnetismo ambiental engloba una serie de análisis de propiedades magnéticas que permiten inferir cambios paleoambientales y en ocasiones permiten un análisis relativamente rápido de secuencias sedimentarias que ponen de manifiesto esas variaciones paleoambientales de manera única, debido a la extrema sensibilidad del método. Normalmente, se usan como complemento a otros análisis geoquímicos, biológicos, etc. (Verosub y Roberts, 1995).

El objetivo del trabajo que aquí se presenta es por un lado, comparar medidas de propiedades magnéticas de muestras individuales (discretas), con las medidas de muestras continuas (tomadas en *u-channel*, con ese nombre por el tipo de portamuestras utilizado) y por otro lado, determinar si los cambios que se perciban en esas propiedades tienen relación con cambios paleoambientales. Hay que tener en cuenta que los procesos sedimentarios en los sistemas kársticos pueden tener unos condicionantes

particulares al desarrollarse en sistemas que pueden quedar cerrados. Además, se espera comprobar por medio de la fábrica magnética, si la extracción de las muestras discretas modifica la orientación mineral.

La cueva del Granito y sus depósitos internos

La Cueva del Granito ($42^{\circ} 39' 58''\text{N}$, $0^{\circ} 7' 01'' \text{O}$, 1270 m s.n.m.) se localiza en el valle de Bujaruelo (río Ara), en el Pirineo Central (Fig. 1). La temperatura media anual es $8,4^{\circ}\text{C}$ siendo la precipitación media anual de en torno a 900 mm. El actual relieve es el resultado de la combinación de procesos fluviales, glaciares y kársticos durante el Cuaternario sobreimpuestos a la estructura tectónica del Pirineo (Bartolomé *et al.*, 2021 y referencias). La cueva se abre en calizas del Paleoceno-Eoceno, en la unidad basal del Grupo Gallinera (Robador *et al.*, 2010), las cuales están involucradas en el sistema de pliegues y cabalgamientos de cobertera de Larra-Monte Perdido de las Sierras Interiores, de orientación pirenaica ($\text{N}110^{\circ}\text{E}$) desarrollados en el Eoceno medio-superior. La cueva, de desarrollo sub-horizontal, recibe su nombre por los cantos graníticos que contiene en su interior provenientes del batolito de Panticosa- Cauterets (Debon, 1972), localizado a unos 9 km al NW de la entrada de la cueva. La boca se localiza unos 84 m por encima del cauce actual del río Ara. La cueva se formó antes de los 154 ka, tal como evidencia la datación de los espeleotemas más antiguos (Bartolomé *et al.*, 2021). En su interior los principales depósitos son de tipo clástico (gravas, arenas, limos y arcillas) y químicos (estalagmitas, estalactitas, banderas y coladas). La distribución y disposición de los sedimentos clásticos evidencia que la cueva estuvo completamente rellena (Bartolomé *et al.*, 2021).

La secuencia detrítica

La secuencia detrítica fue datada con luminiscencia (IRSL) y arrojó una edad en la base de 71.8 ± 5.6 ka, mientras que una datación próxima a techo dio una edad de 26.5 ± 2.5 ka (Bartolomé *et al.*, 2021). Estas edades fueron corroboradas con la datación de espeleotemas pre- y post-depósito (76.0 ± 0.5 ka y 11.3 ± 2.0 ka respectivamente). El origen del relleno de sedimentos se relaciona con el agua

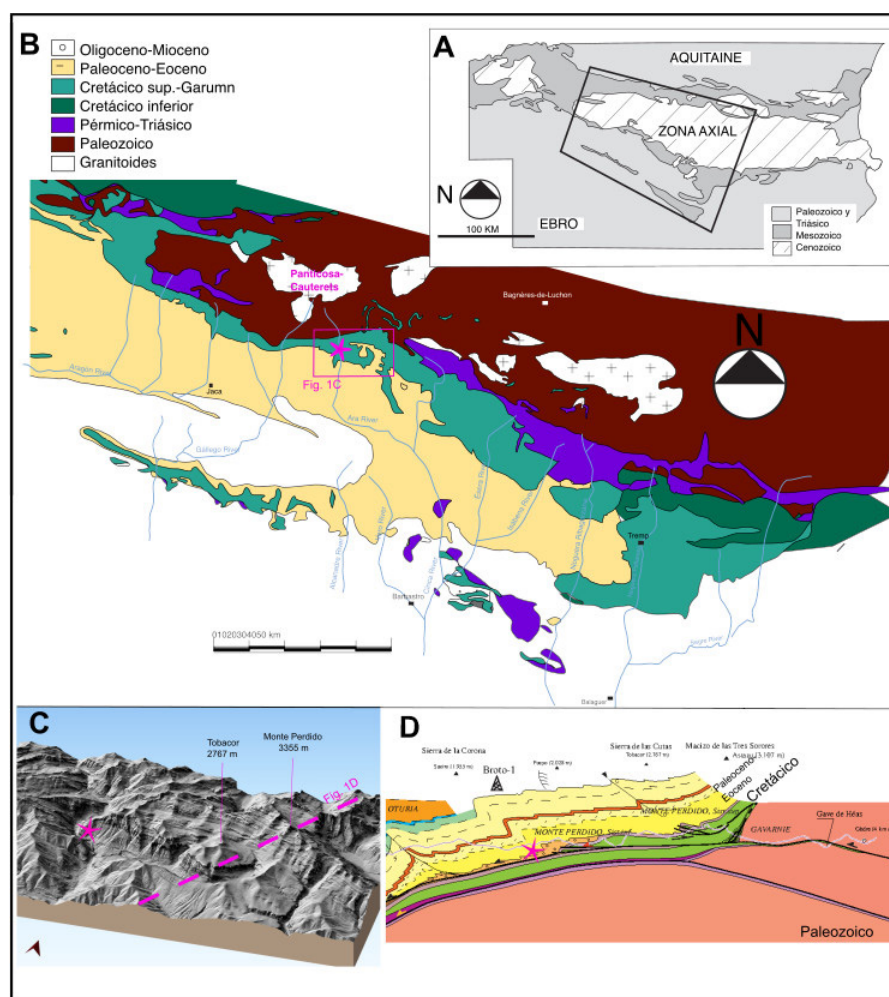


Fig. 1.- A y B. Mapa geológico de los Pirineos, donde se localiza la cueva con una estrella. C. Modelo digital del terreno (QGIS) donde se ha proyectado la localización de la cueva y el corte geológico que aparece en D. Corte geológico esquemático (Oliva Urcia, 2004). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A and B Geological map of the Pyrenees and location of the cave with a star. C. DMT (QGIS) with the location of the cave and the geological cross-section of D (Oliva Urcia, 2004). See color figure in the web.

estancada en la cueva al mismo tiempo que la presencia de hielo glacial en el valle del Ara bloqueaba la entrada de la cueva (Bartolomé *et al.*, 2021). Este bloqueo se corresponde con la Máxima Extensión de Hielo local en el Pirineo Central. La mineralogía del relleno indica una procedencia exógena en relación con el *till* glacial que recubría la ladera sobre la cueva y a lo largo del valle del río Ara. Las características estratigráficas y sedimentológicas (7 tipos de facies diferentes), permitieron definir 3 unidades litoestratigráficas. El vaciado del sedimento tuvo lugar antes de los 14.9 ± 1.5 ka, edad correspondiente a la morrena lateral localizada por debajo de la entrada de la cueva (Bartolomé *et al.*, 2021).

Metodología

El muestreo se ha realizado de manera continua, tras la limpieza de sucesivas

superficies verticales a lo largo de la secuencia sedimentaria (Unidades litoestratigráficas 2 y 3), y utilizando *u-channels* cortados y adaptados a la longitud de la sección a muestrear. En algunos sectores se han muestreado secciones solapadas en la vertical con el fin de facilitar la correlación así como observar posibles variaciones laterales en sus propiedades magnéticas. Además, se ha realizado de manera paralela un muestreo discontinuo utilizando un extractor de blandos, obteniendo muestras discretas cilíndricas en cajas de plástico (cada 10 cm) y muestras discretas cilíndricas en cajas de vidrio (Figs. 2 y 3); las primeras serán usadas para comparar con los datos magnéticos en continuo de los *u-channels*, mientras que las segundas están destinadas a la realización de experimentos térmicos. Con la ayuda de un distanciómetro laser se calculó la posición (x, y, z) de puntos



Fig. 2.- Sección de afloramiento con laminación donde se han extraído el *u-channel* y las muestras cilíndricas discretas. Se ha marcado la sección cada 10 cm (etiquetas naranjas).

*Fig. 3.- Laminated outcrop where *u-channel* has been extracted in addition to discrete cylindrical samples. The orange marks are located every 10 cm.*

seleccionados a lo largo de las secciones muestradas, permitiendo situar con detalle todas las muestras analizadas a lo largo del conjunto de 26 m de relleno sedimentario muestrado.

Los análisis en los *u-channels* se realizarán en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Vigo, e incluyen la medida de la magnetización remanente natural (NRM), la desmagnetización por campos alternos (AF), la aplicación de una magnetización remanente anhisterética (ARM) en un campo AF de 100 mT y un DC de 50 mT. Además, se aplican 3 magnetizaciones remanentes isotérmicas (IRM) a 1 T, 300 mT y 150 mT (IRM@0.3, IRM@0.15). Las dos segundas se han aplicado tras saturar en sentido contrario el *u-channel* con un campo de 1T (IRM@1). El mismo protocolo se realiza en las muestras dis-



Fig. 3.- Toma de medidas de orientación de las muestras discretas.

Fig. 3.- Sampling and orienting discrete samples.

cretas que fueron medidas en la Universidad de Burgos. La fábrica magnética y la susceptibilidad magnética también han sido medidas en parte de las muestras discretas en la Universidad de Zaragoza. Se han seleccionado muestras discretas para analizarlas en la balanza de traslación de campo variable (VFTB por sus siglas en inglés) (Petersen Instruments). Las variaciones de la ARM, IRM, S-ratio (IRM@0.3 / IRM@1), HIRM (IRM@1 – IRM@0.15) y SIRM/ARM se han calculado para deducir concentraciones de minerales de alta (como hematites, goetita) y baja coercitividad (como magnetita, maghemita). La ARM representa la concentración de minerales de coercitividad baja (como magnetita), mientras que la HIRM refleja la concentración de minerales de alta coercitividad (Hunt *et al.* 1995; Oldfield 1991). El S-ratio cuando es cercano al valor 1 indica el predominio de minerales de coercitividad baja.

Resultados y discusión

Los análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (fábrica magnética) en las muestras discretas indican que los métodos de extracción no modifican la orientación mineral, ya que los ejes del elipsoide máximo e intermedio (puntos en azul y verde en la Fig. 4) se distribuyen en el plano horizontal, lo esperado en una fábrica sedimentaria.

Los resultados muestran variaciones de las propiedades magnéticas a lo largo de la secuencia sedimentaria. El efecto de borde en las medidas se ha revelado llamativo. En torno a 10 – 15 cm en las medidas de los extremos del *u-channel* están afectadas por el suavizado auto-

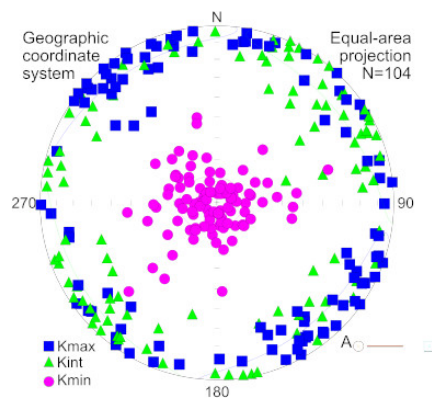


Fig. 4.- Proyección estereográfica de los tres ejes del elipsoide magnético. Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Stereographic projection of the three. See figure color in the web.

mático de las medidas. Las variaciones rítmicas de las propiedades magnéticas se mantienen dentro de un rango (NRM: 2.5 e-6, 2 e-5 emu, ARM: 2 e-5 -4 e-5 emu y 200-700 e-6 SI para la susceptibilidad magnética), aunque parecen disminuir hacia el techo del perfil muestrado (susceptibilidad magnética en muestras discretas, ARM en *u-channels*). El mineral magnético predominante parece ser un ferromagnético "blando" (Fig. 5) aunque el valor de S-ratio varía entre 0.3 y 0.6, que queda lejos del valor 1 que se observa en sedimentos donde hay predominio de magnetita (maghemita).

Conclusiones

Los resultados de las propiedades magnéticas indican variaciones periódicas a lo largo de la serie detrítica fina con laminaciones. Las variaciones son similares entre las medidas en continuo (*u-channel*) y las muestras discretas. Hay minerales de coercitividad baja (magnetita) y alta (goetita y/o hematites). Los métodos de extracción no modifican la fábrica sedimentaria. La comparación con los datos sedimentológicos y geoquímicos de Bartolomé *et al.* (2021) permitirán relacionar esas variaciones con los cambios paleoambientales.

Contribución de los autores

Todos los coautores han participado en el trabajo de campo y muestreo. A. Rodríguez-Pintó, P. Calvin y B. Oliva Urcia han realizado el trabajo de laboratorio. M Bartolomé (no aparece en listado de autores por firmar otro trabajo presentado en este volumen) y B. Oliva Urcia han ideado y elaborado este manuscrito, que ha sido revisado y aprobado por el resto de coautores.

Agradecimientos

Las medidas se han realizado en colaboración con los laboratorios de paleomagnetismo de las Universidades de Vigo - C.A.C.T.I. y de Burgos, y con personas que integran el Grupo de investigación Geotransfer-IUCA de la Universidad de Zaragoza, y el Grupo de Paleoambientes cuaternarios IPE-CSIC. Gracias a la financiación del Grupo de Investigación de la Universidad de Zaragoza Geotransfer-IUCA. El apoyo de María Leunda ha sido indispensable en el trabajo de campo.

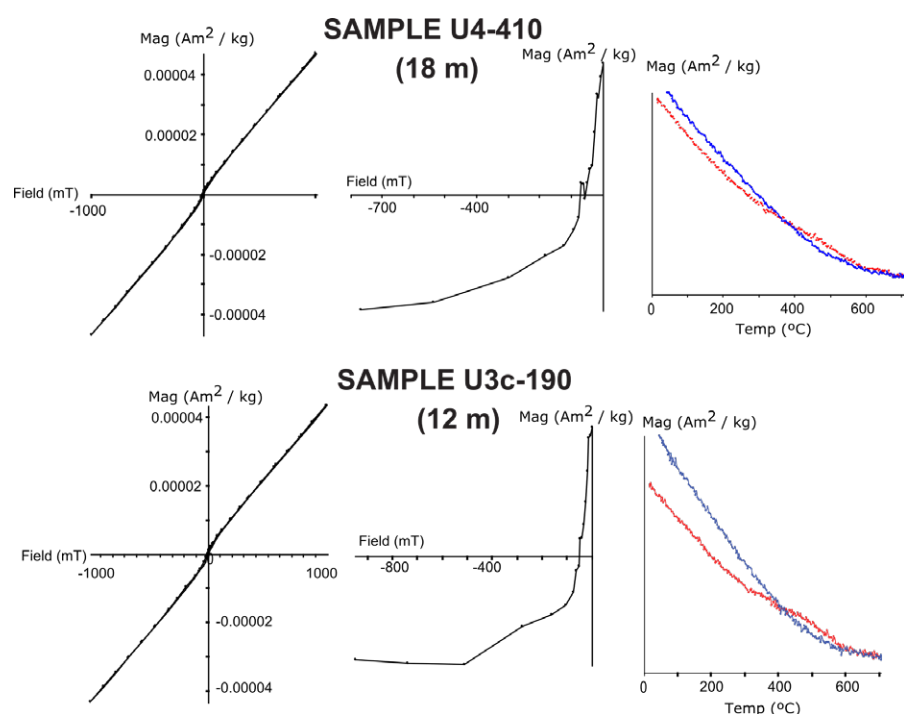


Fig. 5.- Selección de muestras analizadas en la balanza de traslación de campo variable (VFTB). La columna de la izquierda muestra los ciclos de histéresis, la columna central muestra la coercitividad de la remanencia, y la columna de la derecha las variaciones de la magnetización inducida con la temperatura. Se especifica el número de muestra y la altura a la que se encuentra dentro del perfil. Estos análisis indican la presencia de magnetita y minerales paramagnéticos (filosilicatos).

Fig. 5.- Selected samples analyzed in the Variable field balance (VFTB). The left column shows the hysteresis loops, the central column the coercivity of the remanence, and the right column the variation of the induced magnetization with temperature. Number of sample is specified. These analyses indicate the presence of magnetite and paramagnetic minerals (phyllosilicates).

Miguel Bartolomé no figura como autor de este artículo por presentar otro. La normativa no lo permite. Sin su dedicación y esfuerzo, este trabajo no hubiera sido posible.

Referencias

Bartolomé M, Sancho C, Benito G, Medialdea A, Calle M, Moreno A, Leunda M, Luetscher M, Muñoz A, Bastida J,

Cheng H (2021). *Catena*, 206.

<https://doi.org/gmzskx>

Debon, F. (1972). *Carte géologique au 1/50,000 et Notice Explicative*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.

Evans, M., y Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*. Elsevier.

Hunt, C. P., Banerjee, S. K., Han, J., Solheid, P. A., Oches, E., Sun, W., y Liu, T. (1995).

Geophysical Journal International, 123(1), 232-244. <https://doi.org/gmzskx>

Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., y Oldfield, F. (2012). *Reviews of Geophysics*, 50(4).

<https://doi.org/gpb2r4>

Oldfield, F. (1991). Environmental magnetism—a personal perspective. *Quaternary Science Reviews*, 10(1), 73-85.

<https://doi.org/chqvz>

Oliva Urcia, 2004. *Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético*. Tesis doctoral, Univ. Zaragoza 290pp.

Robador AL, Samsó JM, Pujalte V, Oliva B, Gil I, Soto R, Payros A, Rosales I, Tosquella Angrill J. (2010). *Cartografía Geológica a Escala 1: 25.000 del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y su Aplicación a la Gestión e Interpretación del Medio Natural del Parque Nacional*. Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2006-2009. 2010:7-28

Verosub, K. L., and A. P. Roberts (1995). *J. Geophys. Res.*, 100, 2175– 2192.

<https://doi.org/fdvn2g>

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)

Ana R. Soria, Aránzazu Luzón, María J. Mayayo y Carlos L. Liesa*

Departamento de Ciencias de la Tierra-Instituto de Ciencias Ambientales (IUCA), Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.

anasoria@unizar.es, aluzon@unizar.es, mayayo@unizar.es, carluis@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Villanueva de Huerva Formation in the Aguilón sub-basin (NE Spain) is a Valanginian-lower Hauterivian synrift unit that includes a cyclical interval with 88 lacustrine deepening-shallowing sequences controlled by the orbital precession cycle. The main component in the carbonate facies is dolomite. Textural features suggest a primary origin probably induced by microbial action in a brackish lacustrine system under arid conditions. There are numerous slump levels, and other soft sediment deformation structures, that are located preferentially in the thickest sedimentary cycles and have been related to the unstabilization of basin sediments, due to tilting in the rollover anticline linked to the discontinuous movement of the main fault.

Key-words: Lake, dolomite, deepening-shallowing cycles, slump structures, orbital forcing.

Geogaceta, 75 (2024), 23-26

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100876>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

La Formación Villanueva de Huerva en la subcuenca de Aguilón (NE de España) es una unidad sinrift Valanginiense-Hauteriviense inferior que incluye un intervalo cíclico con 88 secuencias de profundización-somerización lacustre controladas por el ciclo de precesión. Las facies carbonatadas tienen como componente mayoritario dolomita. Sus características texturales sugieren que es primaria, probablemente inducida por acción microbiana en un sistema lacustre salobre con cierta aridez. Existen numerosos niveles de slump, y otras estructuras de deformación, que se concentran en los ciclos sedimentarios más potentes y se han relacionado con la desestabilización del sedimento por basculación en el anticlinal de rollover ligado al movimiento discontinuo de la falla principal.

Palabras clave: Lago, dolomita, ciclos profundización-somerización, niveles de slump, forzamiento orbital.

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Tectónica y clima se consideran factores de primer orden en el control tanto de la arquitectura del relleno sedimentario como de la distribución espacial y temporal de facies en cuencas sedimentarias continentales (Artori et al., 2007). En este contexto, los *rifts* intracontinentales son escenarios especialmente interesantes porque los sedimentos lacustres, comunes en estas cuencas, registran procesos climáticos y tectónicos simultáneos (De Wet et al., 1998).

El objetivo de este trabajo es contribuir a comprender mejor el registro tectónico y climático en series lacustres generadas en contextos de *rift*. Para ello se estudia un intervalo cíclico en la Formación Villanueva de Huerva (subcuenca de Aguilón) en la que los ciclos sedimentarios elementales representan la señal climática del ciclo de precesión y dónde se identificaron ciclos más po-

tentes que se asociaban a una tectónica sinsedimentaria (Soria et al., 2012). En este trabajo se realiza una caracterización petrográfica de las facies lacustres para refinar la interpretación sedimentológica de este sistema y se realiza un estudio de las estructuras tectónicas asociadas con el fin de diferenciar las principales fases de actividad tectónica de este intervalo.

Situación geológica

La subcuenca de Aguilón (Fig. 1) está situada en la Cuenca Ibérica Central (Soria et al., 2000). Se formó durante la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, ligada a la apertura del Atlántico Norte y Tetis occidental (Martín-Chivelet et al., 2019). La estructura mesozoica de esta subcuenca está definida por dos familias de fallas normales ortogonales, de dirección NW-SE y NE-SW, las cuales controlaron su geometría y el área de sedimentación,

así como la distribución de espesores y de facies sedimentarias (Soria 1997; Cortés et al., 1999). Su registro sedimentario cretácico incluye dos formaciones (Villanueva de Huerva y Aguilón), constituidas por carbonatos lacustres y, en menor medida, por facies terrígenas aluviales distales (Soria, 1997; Ipas et al., 2006) (Fig. 1). Estas unidades *synrift* están separadas de las unidades jurásicas por una discontinuidad sedimentaria, que se manifiesta como una discordancia angular y erosiva (Ipas et al., 2006).

La Formación Villanueva de Huerva tiene en el depocentro de la cuenca un espesor de 200 m (Fig. 1). Su edad, basada en asociaciones de carófitas y ostrácos, tiene cierto rango de incertidumbre (Valanginiense-Hauteriviense inferior), aunque el predominio de *Atopochara trivolis ancora* sugiere una edad Hauteriviense como más probable (Soria et al., 1995; Soria, 1997; Schudack y Schudack, 2009; Martín-Chivelet et al., 2019).

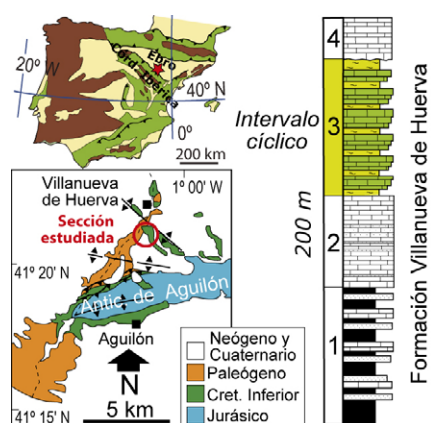


Fig. 1.- Situación geológica del estratotipo de la Formación Villanueva de Huerva en la sub-cuenca de Aguilón e Iberia y columna síntesis con los intervalos estratigráficos diferenciados (modificada de Soria et al., 2012).

Fig. 1.- Geological location of the stratotype section of the Villanueva de Huerva Formation in the Aguilón sub-basin and Iberia, and general section, with the stratigraphic intervals differentiated (modified from Soria et al., 2012).

Soria et al. (2012) diferencian en su estratotipo, localizado al sur de Villanueva de Huerva, cuatro intervalos estratigráficos (Fig. 1, 2A). El inferior (1) es heterolítico e incluye niveles de margas, calizas, areniscas y niveles conglomeráticos ocasionales de cantos blandos. El intervalo 2 es calcáreo con una estratificación gruesa. Continúa con un intervalo cíclico (3) constituido por sucesiones de margas, carbonatos laminados y carbonatos masivos, y termina con un segundo paquete de calizas masivas (intervalo 4). Este estudio se centra en el intervalo 3 en el cual hay evidencias de ciclicidad forzada climáticamente y de actividad tectónica sinsedimentaria.

Metodología

El intervalo estratigráfico cíclico, de 49 metros de potencia, ha sido estudiado mineralógica y petrologicamente. Se tomaron un total de 62 muestras que fueron estudiadas mediante microscopía óptica en lámina delgada, con tinción parcial con alizarina roja, para caracterizar sus texturas. Además, las muestras fueron estudiadas con un difractómetro de polvo Philips PW 1710 equipado con el software Xpoder (Martín, 2006) para determinar la composición mineralógica. Se utilizaron los valores de poder reflectante de Hillier (2000) y se midieron algunos parámetros cristaloquímicos. El grado de orden de la dolomita se evaluó mediante la razón de intensidades de las reflexiones 01.5 y 11.0 ($I_{01.5}/I_{11.0}$) (Supko et al., 1974) y su cristalinidad se estimó mediante la medida de la anchura a la mitad de la altura de la reflexión 10.4 ($FWHM_{10.4}$).

Además, se estudiaron diez muestras en microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM). En campo se midieron con brújula orientaciones de planos de estratificación y de líneas de charnela de los pliegues *slump* y otras estructuras de deformación sinsedimentaria, que posteriormente fueron analizadas en gabinete mediante el software Stereonet (Allmendinger et al., 2013).

El intervalo cíclico de la Formación Villanueva de Huerva

Descripción general

El intervalo cíclico tiene un espesor de 49 m y presenta 88 ciclos sedimentarios (Figs. 1 y 2A). Los ciclos tienen una potencia media de 55 cm (rango 20-183 cm), y están definidos por una sucesión vertical de facies tipo, constituida por margas, areniscas, carbonatos laminados (con frecuencia estromatolíticos), carbonatos masivos y carbonatos bioturbados y/o brechificados (Figs. 2B,C y 3A).

Los estudios petrologógicos y mineralógicos revelan que las facies carbonatadas están constituidas tanto por calcita como por dolomita, siendo esta última el componente mayoritario (Fig. 4). Este hecho contrasta con la naturaleza de los carbonatos de los intervalos 2 y 4 de la unidad, que tienen la calcita como componente mayoritario.

Facies sedimentarias

Los ciclos sedimentarios están formados por sucesiones verticales incompletas

de 9 facies (Figs. 2B,C y 4), de base a techo: (a) conglomerados con cantos carbonatados y matriz arenosa, en niveles tabulares de espesor centimétrico; (b) areniscas calcáreas ocreas de grano fino a medio, en niveles cm-dm tabulares con laminación paralela, ripples y estratificación cruzada ocasional; (c) alternancia de lutitas y areniscas ocreas, en niveles cm-dm tabulares con laminación paralela y estratificación cruzada *hummocky*; (d) alternancia de margas masivas y areniscas ocreas, en niveles tabulares cm con laminación paralela; (e) margas grises masivas, en cuerpos cm-dm tabulares con escasos ostrácodos y carófitas; (f) alternancia de margas masivas y carbonatos, en estratos tabulares y ocasionalmente laminados con escasas intercalaciones tabulares cm de areniscas; (g) dolomías laminadas (Fig. 3A), en niveles decimétricos, tabulares a irregulares, con laminación paralela y ondulada; (h) dolomías, y ocasionalmente calizas, masivas, en estratos cm-dm tabulares, con textura *mudstone-wackestone* (ocasionalmente *packstone*) de ooides, ostrácodos e intraclastos; e (i) dolomías bioturbadas y/o brechificadas, que texturalmente se corresponden con las facies "g" y "h", pero modificadas por procesos de bioturbación por raíces, brechificación y nodulización.

Las facies laminadas dolomíticas son predominantemente estromatolíticas (Fig. 3A). En detalle, alternan láminas dolomíticas micríticas oscuras y microesparíticas claras que incluyen agregados esferoidales y vestigios de filamentos microbianos (Fig. 3B); con menos frecuencia, las laminas dolomíticas se corresponden con *pac-*



Fig. 2.- A. Aspecto de campo del intervalo cíclico de la Formación Villanueva de Huerva. B. y C. Detalle de secuencias sedimentarias tipo identificadas en este intervalo (escala, 10 cm).

Fig. 2.- A. Field view of the cyclic interval of the Villanueva de Huerva Formation. B and C: Detail of type sedimentary sequences identified in this interval (10 cm ruler for scale).

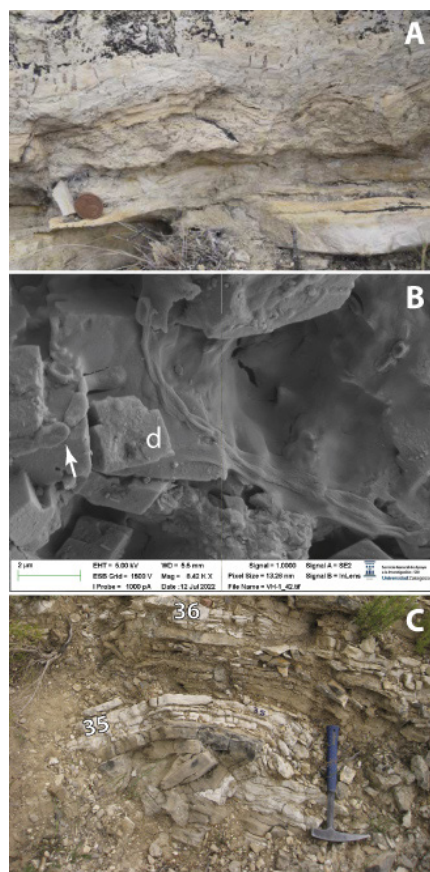


Fig. 3.- A. Detalle de las facies dolomíticas laminadas (g). B. Fotografía de FESEM de las formas microbianas (flecha) asociadas a las dolomías (d). C. Nivel de slump (vergencia NE) afectando a los ciclos 35 y 36.

Fig. 3.- A. Field view of the laminated dolomitic facies (g). B. FESEM microphotograph of the microbial forms (arrow) associated with the dolomites (d). C. NE-verging slump fold affecting cycles 35 and 36.

kstone-grainstone de peloides, intraclasos y ooides; están cubiertas por láminas micríticas-microesparíticas que también presentan filamentos microbianos.

En las facies carbonatadas domina en general la dolomita frente a calcita (Fig. 4). La dolomita aparece normalmente como micrita, mientras que la calcita es, con frecuencia, esparítica o microesparítica. Los estudios petrográficos y de FESEM indican, además, la presencia de óxidos de hierro y pseudomorfo de cristales lenticulares de yeso reemplazados por calcita, así como formas microbianas (Fig. 3B). El grado de orden de la dolomita ($I_{01.5}/I_{11.0}$) muestra una alta dispersión, variando de 0.264 a 0.911, si bien, la mayoría de los valores registrados se encuentra entre 0.45 y 0.50, por lo que se puede considerar que, en general, se trata de dolomitas bien ordenadas. Por otra parte, los valores del parámetro FWHM_{10.4} con una media de 0.223 y moda entre 0.220 y 0.225, son propios de dolomitas con cristalinidad alta.

Tectónica sinsedimentaria

A lo largo del intervalo cíclico se han observado abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria, fundamentalmente niveles de *slump* (Fig. 3C), pero también fallas normales e inversas, estructuras de escape de fluidos o laminación convolucionada (Fig. 4). Los niveles de *slump* pueden afectar a una o varias secuencias y se encuentran entre capas no deformadas. Localmente, se reconocen superficies erosivas que truncan los pliegues. Una vez restituida su orientación original, los pliegues *slump* tienen dirección NW-SE y vergencia hacia el NE.

Interpretación y discusión

A partir de la sucesión vertical de facies, los ciclos sedimentarios se interpretan como secuencias de profundización-somerización lacustre (Fig. 4), donde las facies a-e representan una profundización relativa del sistema lacustre asociada a un incremento en el suministro de agua al lago (Soria *et al.*, 2012). Las facies f-i representarían la etapa de somerización del sistema, con el predominio de la precipitación de carbonatos. Estos ciclos de profundización-somerización lacustre son forzados por la señal climática del ciclo orbital de precesión larga de la Tierra (22.1 ka) identificado por Soria *et al.* (2012) a partir del análisis cicloestratigráfico del Intervalo (Fig. 4), por lo que las variaciones en el nivel del lago que definen estas secuencias estuvieron controladas por cambios en el clima. El estudio mineralógico ha permitido reconocer que la mayor parte de las facies de calizas descritas por Soria *et al.* (2012) se corresponden con facies de dolomías (Fig. 4). El carácter micrítico de la dolomita y su asociación a formas microbianas sugiere una cristalización primaria inducida por la actividad microbiana en el sedimento más superficial, muy probablemente, en relación a la presencia de bacterias sulfatorreductoras. La falta de correlación entre los valores del grado de orden y la cristalinidad de la dolomita sugiere, siguiendo a Pina *et al.* (2020), que la dolomita no ha sufrido un proceso de recristalización significativo.

El dominio de facies dolomíticas en el intervalo cíclico, frente a facies calcáreas masivas de los intervalos inferior (2) y superior (4), sugiere que el intervalo cíclico representa, en general, un periodo de mayor aridez relativa, en el que la con-

tribución de las aguas carbonatadas superficiales al sistema lacustre sería menor. Durante los periodos de precipitación de dolomía, el sistema lacustre sería salobre y con alto contenido en Mg (Fig. 4). Las unidades del Jurásico Superior, que aflorarían en los márgenes de la cuenca, son esencialmente calizas, por lo que el aporte de Mg procedería de aguas subterráneas, que tras el lavado de unidades dolomíticas del Triásico y Jurásico Inferior ascenderían al sistema lacustre a través del sistema de fallas sinsedimentarias que controlaron esta cuenca extensional.

Existen varios intervalos con un aumento importante de la potencia de los ciclos (bandas amarillas; Fig. 4). Estos intervalos no se registran de forma periódica y se han interpretado como episodios eventuales de mayor creación de espacio de acomodación en relación con la actividad tectónica extensional y paleosísmica asociada, como también sugiere su correlación con los intervalos donde se concentran estructuras de deformación sinsedimentaria (bandas rosas, Fig. 4). Con frecuencia, el desarrollo de estructuras de deformación antecede, y se superpone, a los intervalos con secuencias de mayor espesor.

El importante desarrollo de niveles de *slump* en la serie sugiere una frecuente desestabilización de los sedimentos del fondo del lago. La orientación (NW-SE) y vergencia general (NE) de los pliegues *slump* fue probablemente el resultado de etapas de basculamiento hacia el NE de estos sedimentos. La posición de la serie estudiada en el anticlinal de *rollover* desarrollado en el bloque superior de la falla normal principal que definió el borde noreste de la subcuenca (Soria, 1997) sugiere que este basculamiento pudo estar asociado con el desarrollo y evolución de dicha estructura. Dicho desarrollo no fue progresivo si no que se produjo de manera discontinua, si se consideran los cambios de espesor de los ciclos y el desarrollo correlativo de las estructuras de deformación.

Conclusiones

El intervalo cíclico de la Fm. Villanueva de Huerva está caracterizado por secuencias de profundización-somerización lacustre controladas por el ciclo de precesión. La precipitación de dolomita en el sistema lacustre sugiere un ambiente salobre, con aporte de magnesio por aguas subterráneas, a través de fallas. Los pulsos de actividad tectónica sinse-

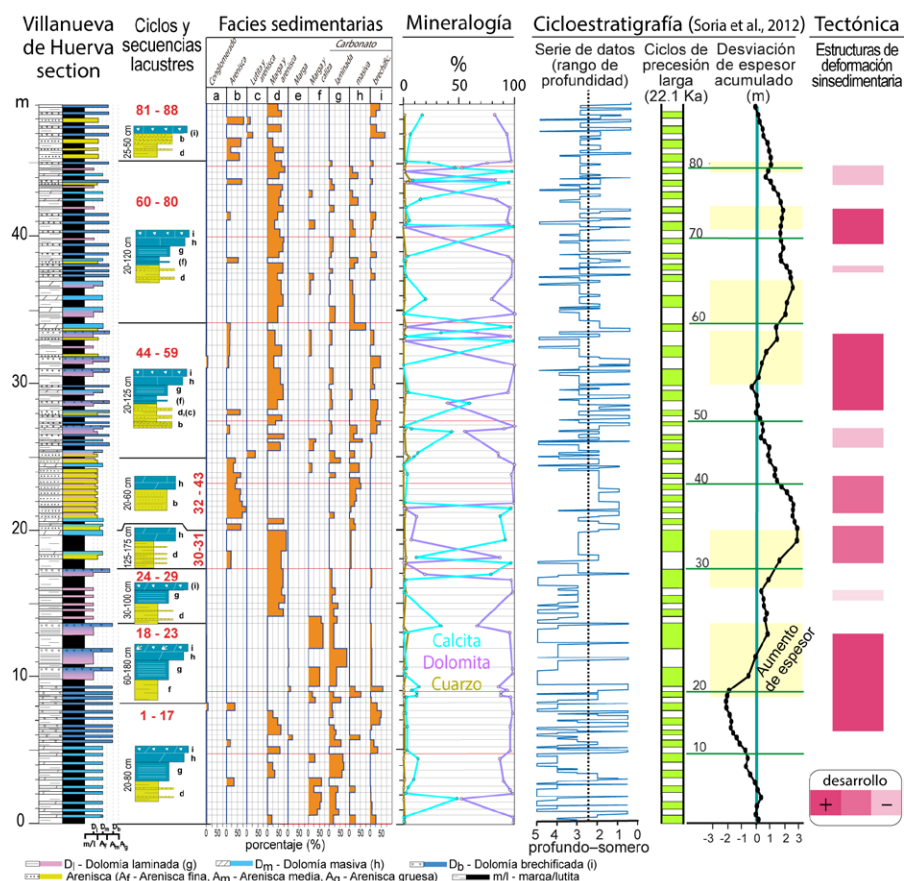


Fig. 4.- El intervalo cíclico de la Fm. Villanueva de Huerva: sección estratigráfica y secuencias lacustres características, facies sedimentarias identificadas (en % para cada ciclo), mineralogía (calcita, dolomita y cuarzo) por difracción de rayos X, estudio cicloestratigráfico de Soria et al. (2012) con la serie temporal de variaciones de profundidad de las facies de las secuencias (ciclos) lacustres, los 88 ciclos de precesión larga (22,1 ka) distinguidos y el gráfico de desviaciones de espesor acumuladas (en m), con respecto al espesor medio (55 cm), de los ciclos (según Schwarzscher, 2005) (en amarillo, periodos con aumento de espesor), y distribución y desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria. Ver figura a color en la web.
 Fig. 4. The cyclical interval of the Villanueva de Huerva Fm.: stratigraphic log and characteristic lacustrine sequences, sedimentary facies identified (in % for each cycle), mineralogy (calcite, dolomite and quartz) by X-ray diffraction, the cyclostratigraphic study by Soria et al. (2012) of the time series built from depth variations of the facies of the lacustrine sequences (cycles), the 88 distinguished long precession cycles (22.1 ka), and the graph of the accumulated thickness deviations (in m) with respect to the average thickness (55 cm) of the cycles (according to Schwarzscher, 2005) (in yellow, periods with thickness increase), and stratigraphic distribution and development of synsedimentary deformation structures. See color figure in the web.

dimentaria tuvieron lugar de manera discontinua y no periódica siendo responsables de la generación de mayor espacio de acomodación (ciclos con mayor espesor) en algunos momentos, y del basculamiento local y desestabilización de los sedimentos del lago con el desarrollo de numerosos niveles de slump.

Contribución de los autores

A.R. Soria: estructura del trabajo, adquisición de datos, figuras, edición, investigación/análisis, coordinación, supervisión. **A. Luzón:** adquisición de datos, edición, revisión del manuscrito, investigación/análisis. **M.J. Mayayo:** metodología, adquisición de datos, investigación/análisis. **C. Liesa:** estructura

del trabajo, metodología, adquisición de datos, figuras, redacción y revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, financiación.

Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración del Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza. Nos gustaría también dar las gracias al editor Alberto Pérez y a Alberto Sáez y un revisor anónimo por las correcciones y comentarios aportados. El presente trabajo ha sido financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033) del Gobierno de España (proyecto PID2019-108705-GB-I00) y el Gobierno de Aragón (grupo

E32_23R- GEOtransfer. Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad).

Referencias

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C. y Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge Univ. Press, UK, 289 p.
- Artoni, A., Rizzini, F., Roveri, M., Gennari, R., Manzi, V., Papani, G. y Bernini, M. (2007). En: *Thrust belts and foreland basins—from fold kine-matics to hydrocarbon systems. Frontiers in Earth Sciences* (O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure y J. Vergés, Eds). Springer, Berlin, 431-456.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1999). *Geodinamica Acta* 12, 113-132. <https://doi.org/ffq5v7>
- De Wet, C.B., Yocum, D.A. y Mora, C. (1998). En: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* (G. Kocurek, Ed.). SEPM Special Publ. 59, 191-209.
- Hillier, S. (2000). *Clay Minerals* 35, 291-302.
- Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Liesa, C., Mas, J.R. y Soria, A.R. (2006). *Geogaceta* 41, 111-114.
- Martín, J.D. (2006). *Macla* 4/5, 35- 44.
- Martín-Chivelet, J. y 46 autores más (2019). En: *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (C. Quesada y J.T. Oliveira, Eds.), Regional Geology Reviews. Springer, Cham., p. 169-249. <https://doi.org/mx3w>
- Pina, C.M., Pimentel, C. y Crespo, A. (2020). *Chemical Geology* 547, 119667. <https://doi.org/gqdwv>
- Schudack, U. y Schudack, M. (2009). *Journal Iberian Geology* 35, 141-168.
- Schwarzscher, W. (2005). *Sedimentary Geology* 181, 93-106. <https://doi.org/bbm97>
- Soria, A.R. (1997). *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Soria, A.R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Meléndez, M.N. y Aurell, M. (1995). *Estudios Geológicos* 51, 141-152.
- Soria, A.R., Meléndez, A., Aurell, M., Liesa, C.L., Meléndez, M.N. y Gómez-Fernández, J.C. (2000). En: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology 46, 257-262.
- Soria, A.R., Muñoz, A., Liesa, C.L., Luzón, A., Meléndez, A. y Meléndez, N. (2012). *Terra Nova* 24, 407-416. <https://doi.org/kg5v>
- Supko, P.R., Stoffers, P. y Coplen, T.B. (1974). En: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (R.B. Whitmars, O.E. Weser y D.A. Ross, Eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 23, 867-878.

Significado paleoambiental de los ooides y oncoides de las calizas del Barranco de Azuaje (Gran Canaria)

Paleoenvironmental significance of ooids and oncoids from the limestones of the Barranco de Azuaje (Gran Canaria)

Álvaro Rodríguez-Berriguete^{1*}, Ana M. Alonso-Zarza², Rebeca Martín-García¹ y Andrea Martín-Pérez³

¹ Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 12, 28041, arberriguete@ucm.es, rebecamg@ucm.es.

² Instituto Geológico y Minero de España, IGME, CSIC. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. a.alonsozarza@igme.es

³ Instituto de Paleontología Ivan Rakovec, ZRC-SAZU. Novi trg 2, SI-1000, Liubliana, Eslovenia. andreamp@zrc-sazu.si

*Corresponding author

ABSTRACT

Varied types of ooids and oncoids have been found in travertines and tufas along 3 km of Azuaje Ravine in the volcanic island of Gran Canaria. Ooids show spherical to ellipsoidal shapes, 0.1 mm->2 mm in size, and regular concentric smooth cortices. Oncoids are 0.4 mm to several millimetres in general, with slightly lamination, and generally irregular shapes. Mineralogy varies from aragonite and aragonite-calcite in travertine, to calcite in tufa. Nuclei in all cases are intraclasts, plant part moulds, or they are undistinguishable from the cortex. Coated grains layers commonly pass laterally to stromatolites, but also to other facies (rafts, hanging coated stems, bryophytes, etc.). In general terms, and considering the characteristics of nuclei and cortices, facies associations, and their distribution, coated grain deposits would represent several stages of: (a) availability of loose particles that serve as nuclei, (b) formation of coatings, (c) immobilization of the grains and (d) fossilization of the deposit as a consequence of crusting on it. All these stages would be related to specific physical, chemical, and biological conditions, and their variations, responding to the sedimentary dynamics of the ravine.

Key-words: ooids, oncoids, travertine, tufa, volcanic islands.

RESUMEN

Diversos tipos de ooides y oncoides se encuentran en travertinos y tobas a lo largo de 3 km del Barranco de Azuaje (Gran Canaria). Los ooides muestran formas esféricas a elipsoidales, de 0,1 mm->2 mm de tamaño, y envueltas concéntricas regulares. Los oncoides son de 0,4 mm a varios milímetros en general, con laminación. La mineralogía es aragonítica y aragonítica-calcítica en travertinos, y calcítica en tobas. Los núcleos son intraclastos, moldes de partes de plantas o son indistinguibles de las envueltas. Las láminas de granos con envueltas aparecen comúnmente pasando a estromatolitos, pero también a otras facies (rafts, tallos colgantes, briófitas, etc.). En general, y considerando las características de núcleos y envueltas, asociaciones de facies y su distribución, los depósitos de ooides y oncoides representarían etapas diferentes de: (a) disponibilidad de partículas sueltas que sirven como núcleos, (b) formación de envueltas, (c) inmovilización de los granos y (d) fosilización del depósito por la formación de costras sobre el mismo. Todas estas etapas estarían relacionadas con condiciones físicas, químicas y biológicas específicas y sus variaciones, relacionadas con la dinámica sedimentaria del barranco.

Palabras clave: ooides, oncoides, travertino, toba, islas volcánicas.

Geogaceta, 75 (2024), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100882>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Los granos con envueltas (*coated grains*) son componentes habituales en sistemas carbonáticos marinos y continentales. En sistemas carbonáticos fluviales y de manantial han sido descritos en numerosos trabajos (Richter y Besenecker, 1983; Jones y Renaut, 2010; Gandin y Capezzuoli, 2014), aunque sus condiciones de formación no siempre se han discutido en detalle. Una dificultad intrínseca para su interpretación ambiental en travertinos y tobas es que pueden presentar una gran variabilidad composicional y textural, incluso dentro de un mismo sistema, a nivel de sus componentes básicos: núcleos de diferente origen y composición, así como envueltas de diferente morfología, hábi-

to y mineralogía (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019).

En este trabajo se presentan los diferentes tipos de oncoides y ooides presentes en un sistema holoceno de travertinos colgados y fluviales que pasan a tobas también fluviales distalmente. La gran variedad de núcleos, tipos de envueltas, tamaños y texturas que presentan los granos con envueltas de este sistema ofrecen una información de gran importancia sobre condiciones y procesos de formación.

Contexto Geológico

El Barranco de Azuaje se encuentra en el norte de la isla de Gran Canaria, excavado principalmente sobre rocas perteneciente al vulcanismo del Roque Nublo (Plioceno) y del Post-Roque Nublo (Plio-

ceno-Pleistoceno) (Balcells *et al.*, 1992). Entre las poblaciones de Firgas y Moya, a lo largo de un segmento de barranco de 3 km (Fig. 1) aparecen travertinos, tanto colgados como en posición fluvial, así como tobas fluviales (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). Los depósitos fluviales se sitúan sobre una lava de fondo de barranco Holocena (Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2012; Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). Dicho segmento ha sido subdividido en dos tramos, uno superior donde se localizan los travertinos y otro inferior, aguas abajo del primero, en el que se encuentran las tobas.

Materiales y métodos

Los travertinos y tobas del Barranco de Azuaje fueron muestreados duran-

te varias campañas de campo (2012-2014 y 2016), tomando 28 muestras representativas de los distintos tipos de ooides y oncoides que contienen. Se prepararon láminas delgadas de todas ellas para su descripción petrográfica mediante un microscopio Olympus BX-51 con cámara Olympus U-TVO.5XC.3. La mineralogía de las muestras fue previamente obtenida mediante difracción de rayos-X (Rodríguez-Berriguete *et al.*, 2012; Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019).

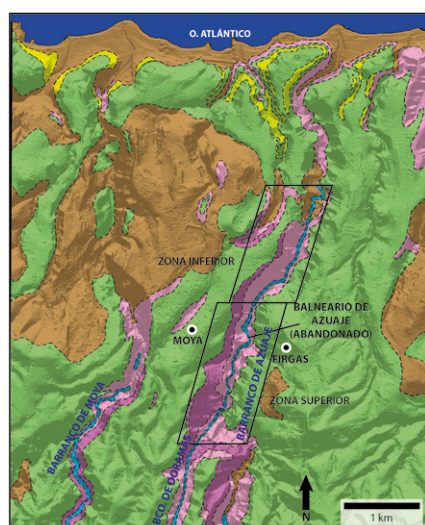


Fig. 1.- Mapa geológico (modificado del MAGNA 1101-III, 1990), y situación de los dos tramos, el superior donde se localizan los travertinos y el inferior, donde se encuentran las tobas.

Fig. 1.- Geological map (mod. from MAGNA 1101-III, 1990) and situation of the two stretches, upper stretch, containing the travertines, and lower stretch containing the tufas.

Oncoides y ooides en travertinos (tramo superior)

En los travertinos colgados en las paredes del barranco y en el fondo del mismo, en posición fluvial se reconocen ambos tipos de granos con envueltas. Dichos granos pueden clasificarse como ooides y oncoides en base a morfología y textura de sus láminas (Richter, 1983) con independencia de su tamaño.

Relaciones de los granos con envueltas con otras facies

Tanto ooides como oncoides aparecen relacionados vertical y/o lateralmente con otras facies. La asociación más común es con estromatolitos de muy poco espesor (0.5 mm a 1-2 cm) que recubren

la superficie de acumulación de dichos granos.

Otras asociaciones que se encuentran con cierta asiduidad en los travertinos son las de oncoides y costras de cristales dendríticos, de manera análoga a los estromatolitos, así como las de ooides y *rafts* (plaquetas de aragonito o calcita).

Estas tres asociaciones evidencian (i) un cambio en la disponibilidad de partículas sueltas que sirvan de núcleo para formar los granos con envueltas y/o (ii) un cambio en las condiciones físicas y químicas del ambiente de sedimentación que implican inmovilización de partículas sueltas y encostramiento sobre la superficie del depósito (estromatolitos; dendritas). En el caso de la formación y sedimentación de *rafts*, también implican claramente una drástica disminución de la velocidad del agua (Jones y Renaut, 2010; Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019).

Características texturales

Los ooides están restringidos a los travertinos. Presentan morfologías esféricas a ovaladas y diámetros de entre 100 μ m y 2 mm (Fig. 2). Los núcleos son frecuentemente intraclastos de travertino, más raramente fitoclastos de pequeño tamaño (actualmente descompuestos dejando porosidad móldica). Ocasionalmente, los núcleos son indistinguibles de las envueltas o incluso pueden estar ausentes. Las envueltas generalmente consisten en una alternancia concéntrica de láminas claras-oscuras y morfologías lisas de 1 a 5 μ m de espesor. Las láminas que forman los pares claro-oscuro pueden ser (i) ambas micríticas, o (ii) fibrosas (claras) y micríticas (oscuras), o (iii) de cristales fibrosos dispuestos radialmente,

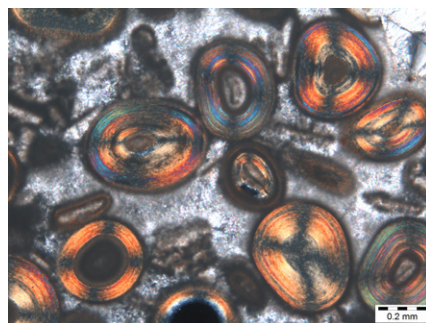


Fig. 2.- Imagen de lámina delgada (nícoles cruzados) de los ooides de travertino del Barranco de Azuaje.

Fig. 2.- Thin section image (crossed polarizers) of the travertine ooids from the Barranco de Azuaje.

con longitudes iguales al grosor de toda la envuelta y superpuestos o cortando la laminación concéntrica. Los ooides pueden ser de mineralogía aragonítica o calcítica.

Los oncoides de travertino (Fig. 3) tienen morfologías esféricas a ovaladas y diámetros de 100 μ m a 2 cm. Los núcleos frecuentemente son intraclastos y fitoclastos (también de pequeño tamaño y actualmente descompuestos dejando porosidad móldica), siendo en ocasiones indistinguibles de la corteza, o estando completamente ausentes. Las envueltas consisten en láminas alternas onduladas, claras y oscuras, cada una de 1 a 2 μ m de espesor o menos. Ambas pueden ser (i) micríticas, o (ii) las láminas claras fibrosas y las oscuras micríticas. Las envueltas pueden estar compuestas por dendritas que irradian desde el centro del oncoide. Los oncoides se incluyen en matrices micríticas con un alto contenido de material detrítico (fragmentos de roca volcánica), o pueden presentar cementos circumgranulares de calcita o aragonito. Los oncoides son generalmente calcíticos.

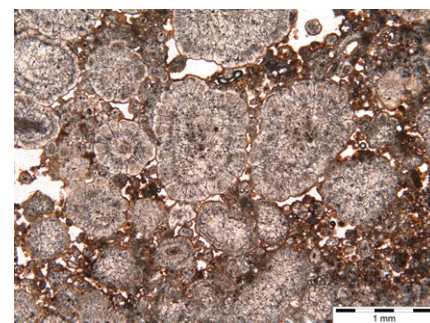


Fig. 3.- Imagen de lámina delgada de los oncoides de travertino del Barranco de Azuaje.

Fig. 3.- Thin section image of the travertine oncoids from the Barranco de Azuaje.

Granos con envueltas de las tobas (tramo inferior)

En el caso de las tobas, los granos con envueltas son exclusivamente oncoides. A pesar de esto, existe una amplia variedad de morfologías, tamaños y tipos de láminas.

Relaciones de los oncoides con otras facies

Los oncoides aparecen relacionados vertical y/o lateralmente con otras facies. La asociación más común es la

de acumulaciones centimétricas de oncoides, formando montículos o capas horizontales que pasan verticalmente a láminas estromatolíticas finas, (< 5 mm). Las acumulaciones de oncoides también pueden pasar verticalmente a capas micríticas porosas con abundantes filamentos cianobacterianos/algales calcificados en posición vertical. Es relativamente frecuente encontrar asociaciones de acumulación de oncoides, que pasan a la micrita porosa con filamentos calcificados y finalmente a láminas estromatolíticas a techo. En ocasiones, los oncoides aparecen acumulados junto con abundantes fitoclastos (actualmente como porosidad móldica) e intraclastos de toba. En esos casos, verticalmente pasan a estromatolitos y lateralmente a facies de briofitas calcificadas con formas hemidómicas o a tallos colgantes con envueltas (*hanging coated stems*).

Características texturales

Los oncoides presentes en las tobas (Fig. 4) presentan morfologías variadas y tamaños que van desde menos de 1 mm hasta 20 cm, dependiendo del tipo y tamaño del núcleo. Los núcleos son comúnmente intraclastos o fitoclastos, a veces de gran tamaño (actualmente porosidad móldica), aunque en ocasiones los núcleos son indistinguibles de las envueltas. Las envueltas están formadas por sólo 2-3 láminas, generalmente más gruesas e irregulares en morfología que en los oncoides de travertino, mostrando una textura micrítica, aunque también se observa una textura fibrosa muy fina.

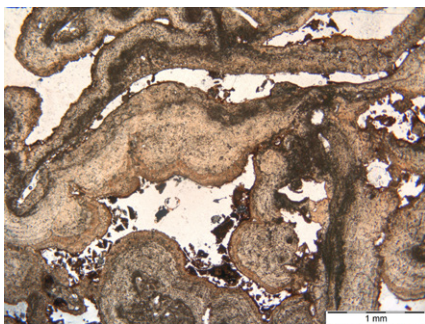


Fig. 4.- Imagen de lámina delgada de los oncoides de toba del Barranco de Azuaje.

Fig. 4.- Thin section image of the tufa oncoids from the Barranco de Azuaje.

Un caso especial (Fig. 5) es el de los oncoides de tamaño decimétrico con núcleo de raquis de hoja de palma (actualmente, porosidad móldica). Las envueltas consisten en una alternancia de láminas

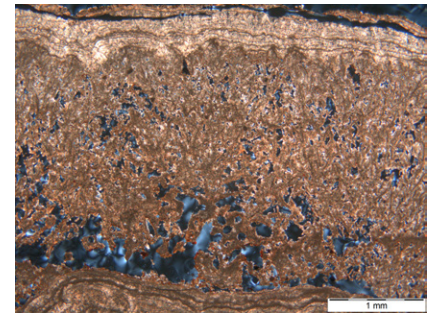


Fig. 5.- Imagen de campo (izquierda) donde se observa un oncoide con núcleo de porosidad móldica de raquis de hoja de palmera (extremo inferior del bolígrafo apoyado sobre su base). Imagen de lámina delgada (nículos cruzados; derecha) en la que se aprecian las envueltas micríticas porosas de mayor espesor y láminas densas de menor espesor del oncoide con núcleo de porosidad móldica de raquis de hoja de palmera.

Fig. 5.- Field image (left) showing an oncoide with nucleus of moldic pore of palm leaf raquis (lower part of the pen is on the base of the oncoide). Image from thin section (crossed polarisers; right) showing the thicker porous micritic and thinner dense coatings of the oncoide with nucleus of moldic pore of palm leaf raquis.

micríticas porosas gruesas y láminas micríticas densas más finas (Fig. 5), análogas a las observadas en las micritas porosas con filamentos calcificados y en los estromatolitos, respectivamente. Los oncoides son todos de mineralogía calcítica.

Implicaciones ambientales de los oncoides y ooides

La información que ofrecen los granos con envueltas es variada ya que incluye desde la que proporcionan sus núcleos, envueltas y los propios depósitos y asociaciones con otras facies.

Núcleos: procesos de formación e implicaciones ambientales

Como se ha descrito, los núcleos de los granos con envueltas observados en travertinos y tobas del Barranco de Azuaje son de diferente tipología. Los más comunes son los fragmentos vegetales o fitoclastos, en todos los casos degradados dejando porosidad móldica. Es llamativo que los núcleos de origen vegetal tanto de ooides como de oncoides del tramo superior, travertinos, son todos restos de pequeño tamaño, mientras que en las tobas del tramo inferior la variedad de tamaños es mucho mayor, llegando a varias decenas de centímetros como en el caso de los raquis de hojas de palmera. Por un lado, esto nos indica un importante aporte de material vegetal en todo el barranco, lo que sugiere que probablemente estaba densamente vegetado. Considerando que previamente a la formación de los depósitos tobáceos y travertínicos se produjo el emplazamiento de una lava

de fondo de barranco, la abundancia de material vegetal sugiere que la cobertura vegetal se habría recuperado en el barranco en el momento de la formación de estos carbonatos. Los travertinos (fluviales y colgados en las paredes) presentan muy frecuentemente facies fitoclasticas, con fitoclastos de tamaños variados (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). Por el contrario, en los ooides y oncoides de dichos travertinos, solo el material vegetal de pequeño tamaño aparece como núcleo. En cambio, los granos con envueltas de las tobas del tramo inferior presentan núcleos fitoclasticos de tamaño mucho más diverso. Esto sugiere que el transporte de material vegetal en el tramo superior sería limitado, al menos durante los períodos de formación de granos con envueltas, mientras que en el tramo inferior dicho material vegetal ha sido transportado con relativa facilidad por la corriente fluvial.

Son comunes los núcleos de intraclastos, fragmentos de toba o travertino. En las tobas (tramo inferior del barranco) no se observan fragmentos de travertino. Esto sugiere que, a pesar de haber fenómenos o procesos que provocan la rotura de fragmentos de travertino, estos no han sido transportados hasta el tramo inferior del barranco. Nuevamente, se observa que la capacidad de transporte desde un tramo hacia el otro fue limitada.

Adicionalmente, es llamativa la ausencia de fragmentos de roca volcánica como núcleos tanto en travertinos como en tobas, a pesar de que las laderas del barranco son, y eran entonces, de alta pendiente, siendo frecuente la caída de material de distinto tamaño desde las paredes al fondo del barranco.

Envueltas de los granos con envueltas: implicaciones paleoambientales

Las envueltas de los distintos tipos de granos con envueltas permiten interpretar diferentes procesos de formación de las mismas (e.g., distinto grado de participación microbiana; diferencias en velocidad de la corriente; tasas de precipitación de CaCO_3) (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019), así como trazar la distribución de los granos con envueltas a lo largo del barranco.

La diferenciación entre ooides y oncooides es en general clara. También es evidente la diferencia entre las envueltas de los oncooides observados en los travertinos y los que se encuentran en las tobas. Dichas diferencias entroncan en los procesos de formación de unos tipos de depósitos y otros. En los oncooides de travertinos, la desgasificación de CO_2 produce altas tasas de precipitación de calcita o aragonito, lo que junto con la participación microbiana genera láminas densas y de poco espesor (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). En el caso de los oncooides de tobas, las envueltas muestran mayor espesor y una apariencia más microbiana, probablemente por la mayor participación biológica frente a la precipitación inorgánica (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). Es decir, la formación de las envueltas de los oncooides muestra una tendencia similar a la de los depósitos de travertino y toba, que pasan de predominantemente inorgánicos (aunque con diferentes grados de participación microbiana) a predominantemente microbianos (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019).

Por otra parte, los granos con envueltas de los travertinos muestran características diferenciales en cada afloramiento, hecho que atestigua tanto la existencia de condiciones específicas en cada punto, como la ausencia de transporte de estos granos de unos puntos a otros. En el caso de las tobas del tramo inferior, las condiciones de formación parecen ser más homogéneas y/o el transporte de unos puntos a otros en dicho tramo no estaría restringido como en el caso del tramo superior.

Asociaciones de facies: implicaciones paleoambientales

Las asociaciones de facies observadas representan variaciones en las condicio-

nes de sedimentación. Dichas variaciones incluyen disminuciones en la energía y/o espesor de la lámina de agua, como ocurre tanto en las asociaciones ooide/oncoide-estromatolito, como en las asociaciones con *rafts* o plaquetas. Adicionalmente, estas últimas, junto con la formación de costras de cristales dendríticos representarían también cambios (aumento) en la tasa de precipitación de carbonato cálcico (Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza, 2019). En todos estos casos, se produce una inmovilización de los granos con envueltas y el posterior encostramiento o depósito sobre sus acumulaciones. Ese orden de procesos podría estar relacionado con la ausencia de transferencia de granos con envueltas de unos puntos a otros, al menos en el tramo superior.

Por otra parte, la inmovilización de los granos con envueltas puede producirse por otros mecanismos diferentes a la disminución de energía de la velocidad de corriente. En casos como el de las acumulaciones en forma de montículo que pasan lateralmente a tallos colgantes con envueltas los oncooides pueden quedar inmovilizados por obstáculos que ejercen de barreras. El posterior encostramiento por estromatolitos se produciría al disminuir el espesor de la lámina de agua como consecuencia de la propia acumulación. Este mecanismo sería más común, aunque no exclusivo ni tampoco el único, en el tramo inferior del barranco, caracterizado por depósitos de toba.

Conclusiones

En términos generales y teniendo en cuenta todas las consideraciones previas sobre los núcleos, envueltas y asociaciones de facies, los depósitos de granos con envueltas representarían etapas diferentes de: (a) disponibilidad de partículas sueltas que sirvan de núcleos, (b) formación de envueltas alrededor de esos núcleos, (c) inmovilización de los granos con envueltas y (d) fosilización del depósito como consecuencia de la formación de encostramientos sobre el mismo. Todas estas etapas estarían relacionadas con condiciones físicas, químicas y biológicas específicas, que van cambiando en el tiempo. En otras palabras, representan la dinámica sedimentaria de estos depósitos y, a su vez, explican la ausencia de transporte desde unas partes a otras del barranco.

Contribución de los autores

A.R-B realizó el análisis petrográfico y redacción del manuscrito preliminar. A.M.A-Z, R.M-G y A.M-P participaron de la redacción del manuscrito. Todos los autores participaron de los trabajos de campo.

Agradecimientos

Deseamos dedicar este trabajo a la memoria del Profesor Alfonso Meléndez, quien nos acompañó en varias de las campañas de campo a Gran Canaria y particularmente al Barranco de Azuaje. Solo podemos agradecerle de corazón el tiempo, experiencia y conocimiento que compartió con nosotros, y los momentos inolvidables que vivimos junto a él.

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2014-54818-P del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Queremos agradecer los comentarios y sugerencias de los dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito.

Referencias

- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990). *Mapa Geológico de España 1:25.000, hoja nº 1101-III-IV (Arucas) y memoria*. IGME, Madrid.
- Gandin, A., y Capezuoli, E. (2014). *Sedimentology*, 61(1), 264-290. <https://doi.org/10.1111/sed.12087>
- Jones, B. y Renaut, R. (2010). En: *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.). Elsevier, Amsterdam, 177-224.
- Richter, D. K. (1983). En: *Coated grains* (T.M. Peryt, Ed.). Springer Berlin Heidelberg, 7-8.
- Richter, D.K. y Besenecker, (1983). En: *Coated grains* (T.M. Peryt, Ed.). Springer Berlin Heidelberg, 154-162.
- Rodríguez-Berriguete, A., Alonso-Zarza, A. M., Cabrera, M. C., y Rodríguez-González, A. (2012). *Sedimentary Geology*, 277, 61-71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.010>
- Rodríguez-Berriguete, Á., y Alonso-Zarza, A. M. (2019). *Sedimentary Geology*, 381, 13-28. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.12.001>

La relación entre el metamorfismo y la deformación Varisca en el macizo de La Pallaresa, sector central de la Zona Axial pirenaica

Relationship between metamorphism and Variscan deformation in the Pallaresa massif, central sector of the Pyrenean Axial Zone

Pilar Clariana^{1*} y Joaquín García-Sansegundo²

¹ IGME, Unidad de Zaragoza, Campus de Aula Dei, Avda. Montañana, 1005, 50059, Zaragoza. p.clariana@igme.es

² Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005, Oviedo. jgsansegundo@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The crystallization–deformation relationship and the microstructural analysis of metasedimentary rocks in the La Pallaresa Massif and the contact area with the Aston and Hospitalet gneissic domes have made it possible to identify two HT-LP metamorphic events and characterize their relationship with the Variscan deformation events in this sector of the Pyrenean Axial Zone. These metamorphic episodes are: (i) the first one, represented by low-grade mineral assemblages, which could occasionally reach medium-grade conditions, and is syntectonic with the first Variscan deformation event; (ii) the second episode presents medium–high–grade metamorphic mineral associations, it is the main one in this area, and coeval with the last Variscan deformation event. It is associated with an extensional event, which favoured magmatic intrusions during the last stages of the Variscan Orogeny.

Key-words: HT-LP metamorphism, Variscan deformation, Pyrenean Axial Zone.

RESUMEN

La relación cristalización–deformación y el estudio microestructural de las rocas metasedimentarias del macizo de la Pallaresa y de la zona de contacto con los domos gneísicos del Aston y del Hospitalet, han permitido identificar dos episodios metamórficos (AT-BP) y caracterizar su relación con los eventos de deformación producidos durante la Orogenia Varisca en este sector de la Zona Axial pirenaica. Los episodios metamórficos son: (i) el primero, representado por asociaciones minerales de bajo grado metamórfico, que pudo alcanzar condiciones de grado medio, y principalmente sin-tectónico con el primer evento de deformación Varisca; (ii) el segundo episodio, con asociaciones minerales de grado medio–alto, sería el principal y contemporáneo con el evento más tardío de deformación Varisca. Este evento es extensional y favoreció las intrusiones magmáticas en etapas tardías de la Orogenia Varisca.

Palabras clave: Metamorfismo AT-BP, deformación Varisca, Zona Axial Pirenaica

Geogaceta, 75 (2024), 31–34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100690>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

El metamorfismo de alta temperatura y baja presión (AT–BP) que afecta a las rocas de la Zona Axial pirenaica fue caracterizado por los autores holandeses de la escuela de Leiden (Zwart, 1979 y referencias en él). Contemporáneamente, Autran *et al.* (1970) propusieron que las características del metamorfismo varisco en los Pirineos dependen del tipo, geometría y volumen de las rocas ígneas que intruyen en diferentes niveles corticales y de la altura de la serie a la que intruyen, por lo que fueron clasificadas en: (i) intrusiones en macizos inferiores; (ii) intrusiones en macizos intermedios e (iii) intrusiones en macizos superiores. Posteriormente, Denèle *et al.* (2011) caracterizaron el magmatismo del sector estudiado (Fig. 1) como correspondiente a granitos calco-alcalinos emplazados en forma de sills métricos a hectométricos

en la corteza media. Por lo tanto, se podría considerar que el metamorfismo de AT–BP registrado en el macizo de La Pallaresa, está relacionado con intrusiones en macizos intermedios que producen un aumento de temperatura, pero sin llegar a desarrollar metamorfismo de contacto. Con base en estudios previos (Alías, 1995; Mezger, 2005) y a partir de nuevos datos de campo y del estudio microscópico se han diferenciado seis zonas metamórficas en este sector (zona moscovita–clorita, zona biotita, zona granate, zona andalucita–estaurolita–cordierita, zona estaurolita out y zona sillimanita). El estudio que se presenta en este trabajo de las relaciones cristalización–deformación, tanto de los minerales de la matriz como de los porfiroblastos, permite avanzar en la caracterización de la deformación y el metamorfismo registrados durante la Orogenia Varisca en este sector de la Zona Axial pirenaica.

Contexto geológico

La Zona Axial pirenaica constituye el eje del orógeno Alpino de los Pirineos donde afloran rocas precámbricas y paleozoicas afectadas por deformación y metamorfismo Variscos. Estas rocas se vieron afectadas por cabalgamientos Alpinos de orientación E–O y sentido de movimiento hacia el sur que provocaron el levantamiento de este basamento y la rotación variable de las estructuras Variscas previas (Muñoz, 1992). El desarrollo de deformación interna Alpina en el interior de las láminas de basamento fue limitado dando lugar, por ejemplo, a la reactivación de estructuras variscas como la falla de Merens (Mezger *et al.* 2012) y, por tanto, las estructuras que se observan en la Zona Axial son principalmente Variscas.

El área estudiada se localiza al noreste del macizo de La Pallaresa y oeste de los domos gneísicos del Aston y del Hospi-

talet (Fig. 1). Estas tres unidades estructurales forman parte de las denominadas unidades estructurales metamórficas de la Zona Axial pirenaica (García-Sansegundo *et al.*, 2011). El macizo de La Pallaresa corresponde a una gran estructura anti-formal, donde afloran rocas que abarcan desde el límite Neoproterozoico-Cámbrico hasta el Ordovícico Superior (Clariana, 2015). La sucesión pre-Ordovícico Superior se caracteriza por una alternancia monótona de pizarras y cuarcitas con un tramo intermedio carbonatado. Laumonnier *et al.* (2004) dividieron esta sucesión en tres formaciones que de base a techo son: Alos de Isil, Lleret-Bayau y Alins, identificadas también en la zona estudiada. Sobre la Formación Alins se dispone discordante la serie del Ordovícico Superior (García-Sansegundo *et al.*, 2011 y referencias en él), esencialmente siliciclástica con una unidad carbonatada en su parte media-superior (Hartvelt, 1970).

En el macizo de La Pallaresa se han descrito varios eventos de deformación (Clariana, 2015), el primero caracterizado por un clivaje pizarroso (S_1) al que no se observan pliegues asociados y que afecta únicamente a la sucesión pre-Ordovícico Superior. La ausencia de estructuras compresivas asociadas con el clivaje S_1 se ha interpretado en relación con un evento pre-orogénico Varisco extensional, anterior al Ordovícico Superior (Clariana y García-Sansegundo, 2009; Clariana, 2015). En lo que se refiere a las estructuras orogénicas Variscas se reconocen dos eventos de deformación. El primero (D1) está caracterizado por una foliación tectónica (S_2)

asociada a pliegues de dirección E-O, tum-bados, vergentes al norte y desarrollados a todas las escalas. La foliación S_1 es la dominante en la zona de estudio y corresponde a una foliación de crenulación que resulta del microplegamiento del clivaje S_1 . Estas estructuras se encuentran deformadas por estructuras del episodio D2, consistentes en pliegues laxos de dirección E-O y plano axial subvertical que, hacia el sur, junto al contacto con las ampelitas del Silúrico del sinclinal de Tor-Casamanya, se hacen cada vez más abundantes y apretados, desarrollando una foliación de plano axial (S_2). A su vez, en las cercanías de la falla de Merens (Fig. 1), los pliegues derechos son abundantes, coincidiendo con el desarrollo de cabalgamientos y zonas de cizalla con la misma orientación y elevados buzamientos hacia el norte. Por último, en la zona de contacto entre el macizo de La Pallaresa y los domos gnéisicos del Aston y del Hospitalet se identifica un tercer episodio de deformación (D3), que consiste en zonas de cizalla dúctil, con porfiroblastos de estauroilita y andalucita rotados, una foliación subhorizontal (S_3) que rodea a los porfiroblastos y estructuras S-C. En esta zona, la posición de las foliaciones S_1 y S_3 coincide y hace difícil su diferenciación, resultando ser la foliación S_3 un reapretamiento de la primera, pudiendo únicamente diferenciarse en relación con el crecimiento de porfiroblastos. Estas estructuras se han interpretado en relación con un episodio extensional, que permite el ascenso de magmas que llegan a aflorar en superficie en forma de sills. Una secuencia de deformación Varisca similar se ha reconocido en otros puntos

de la parte central de la Zona Axial (García-Sansegundo *et al.*, 2011, Margalef, 2015; Pérez-Cáceres, 2023). En cuanto al metamorfismo Varisco, se han reconocido seis zonas (zona moscovita-clorita, zona biotita, zona granate, zona andalucita-estauroilita-cordierita, zona estauroilita out y zona sillimanita). Las zonas de menor grado se encuentran próximas al sinclinal de Tor-Casamanya y las del mayor grado al oeste del domo del Aston (Fig. 1).

Relaciones metamorfismo-deformación

Las relaciones cristalización-deformación y el estudio microestructural proporcionan datos que permiten establecer una secuencia de crecimiento mineral con respecto a la deformación Varisca caracterizada en esta zona (ver esquema blastesis-deformación en Clariana, 2015). En las rocas metasedimentarias afectadas por bajo grado metamórfico (zona moscovita-clorita y zona biotita) se identifican cristales de moscovita y clorita paralelos a la fábrica planar S_1 , lo que indica que su crecimiento pudo producirse durante el evento de deformación D1. Al mismo tiempo, en los microlitones de esta fábrica se observan cristales de moscovita que forman arcos poligonales mimetizando la fábrica previa (S_2) (Fig. 2A). Cuando las estructuras D2 afectan a rocas de bajo grado metamórfico, en los microlitones de la S_2 se observan cristales de moscovita paralelos a la fábrica S_1 , mientras que, en los dominios de clivaje de la S_2 , los cristales de moscovita se disponen paralelos a ella, lo que indica su creci-

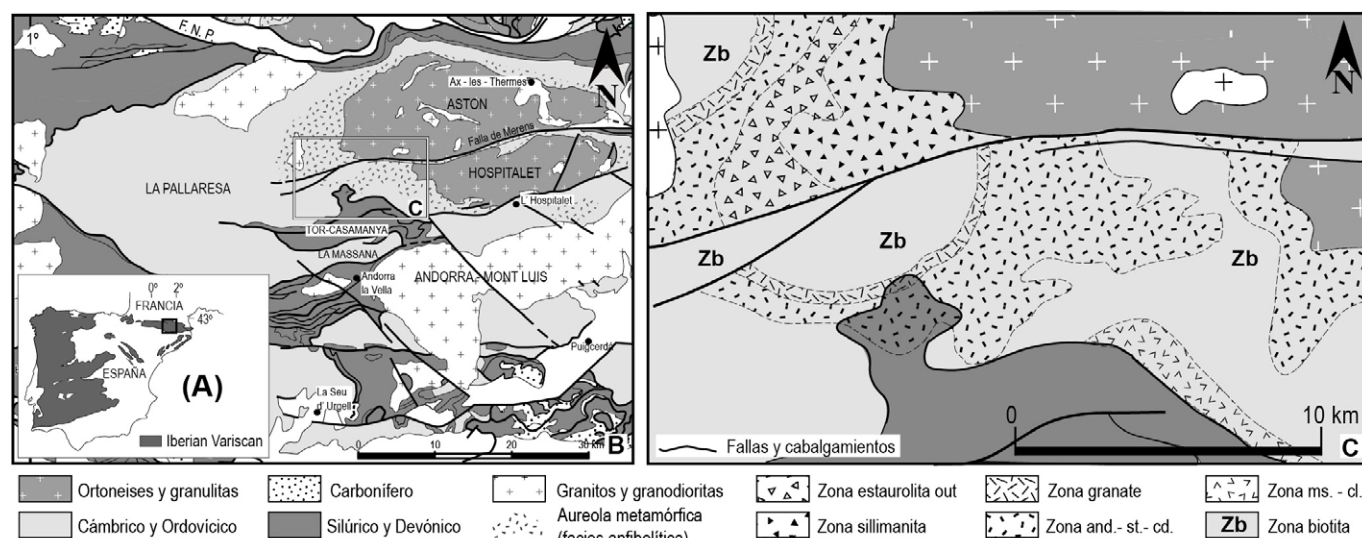


Fig. 1.- A) Afloramientos variscos de la Península Ibérica B) Mapa geológico esquemático del sector central de la Zona Axial pirenaica donde se localiza el área de estudio. C) Mapa de la zonación metamórfica del área estudiada.

Fig. 1.- Variscan outcrops in the Iberian Peninsula. B) Geological sketch of the central sector of Pyrenean Axial Zone where the study area is located. C) Metamorphic zonation map of the study area.

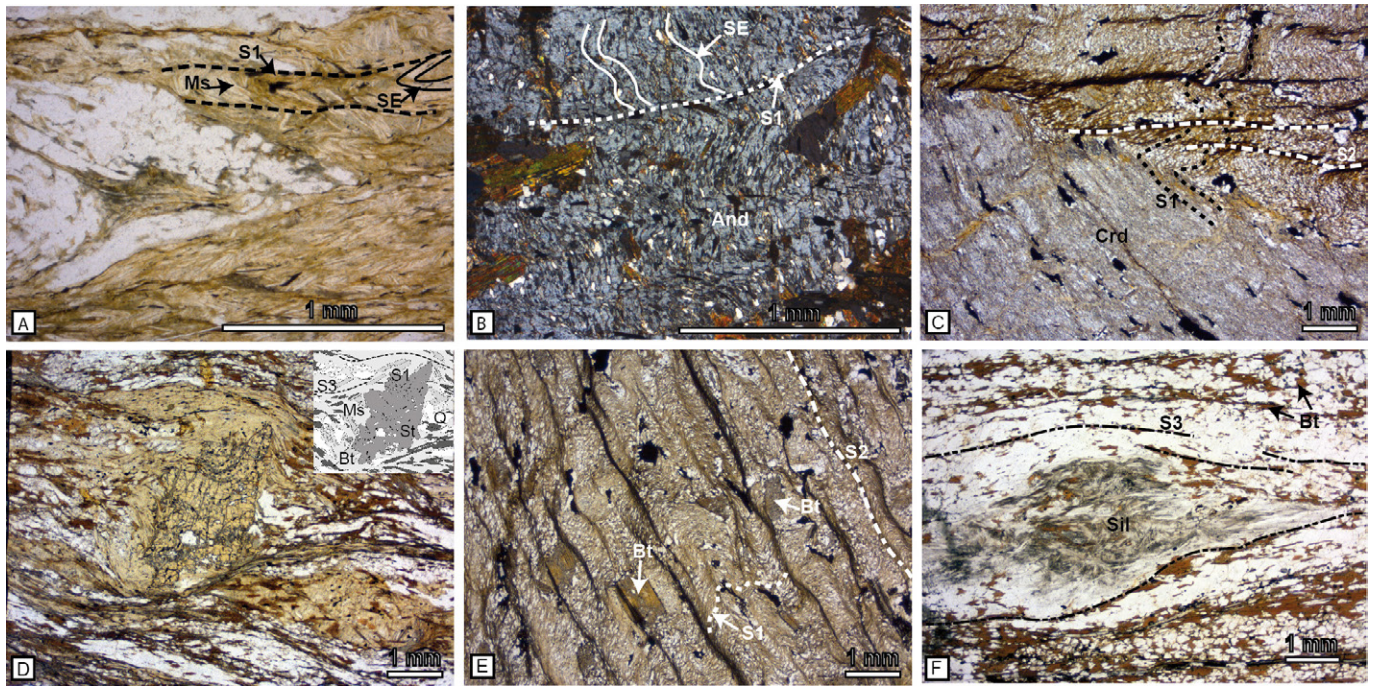


Fig. 2.- Imágenes de microscopio petrográfico de muestras tomadas en la zona estudiada. A) Arcos poligonales de moscovita que mimetizan a la foliación previa SE en la zona de charnela de un microplegue D1. B) Porfiroblasto de andalucita en el que se diferencia la foliación S1 crenulando a la foliación SE. C) Porfiroblasto de cordierita, mitad inferior de la fotografía. En su borde se observa como se introduce la S1 curvada. En la matriz se aprecia la foliación S1 crenulada por la foliación S2. D) Porfiroblasto de estaurolita que contiene las trazas de la foliación S1 suavemente plegadas y marcadas por inclusiones de cuarzo y minerales opacos. En la matriz la foliación S3 se adapta al porfiroblasto. E) Porfiroblastos de biotita, algunos contienen inclusiones de cuarzo y minerales opacos que dibujan la traza de S1 y otros con bordes rectos crecen tanto sobre S1 como sobre S2. F) Sillimanita (fibrolita) sustituyendo a un cristal de andalucita al que se adapta la S3.

Fig. 2.- Petrographic microscope images from samples taken in the studied area. A) Muscovite polygonal arches that mimic the previous SE foliation in the hinge zone of a D1 microfold. B) Andalusite porphyroblast in which the S1 foliation differentiates by crenulating the foliation SE. C) Cordierite porphyroblast, lower half of the photograph. At its edge we can see how the curved S1 foliation is introduced. The matrix shows the S1 foliation crenulated by the S2 foliation. D) Staurolite porphyroblast containing traces of the S1 foliation smoothly folded and marked by inclusions of quartz and opaque minerals. In the matrix, the S3 foliation is adapted to the porphyroblast. E) Biotite porphyroblasts, some of them contain inclusions of quartz and opaque minerals that draw the trace of S1 and others with straight edges grow on both S1 and S2. F) Sillimanite (fibrolite) replacing an andalusite crystal to which S3 adapts

miento durante el evento de deformación D2. Cuando aumenta el grado metamórfico y los metasedimentos están afectados por metamorfismo de grado medio (zona granate, zona andalucita–estauroilita–cordierita, zona estauroilita out), en general, los porfiroblastos muestran evidencias de crecimiento posterior al desarrollo de la foliación S_1 , la cual queda preservada en su interior (Fig. 2B). Excepcionalmente, se observan cristales de cordierita con la S_1 curvada en el borde del porfiroblasto (Fig. 2C), lo que indicaría el crecimiento sin- o post-tectónico de este mineral con la foliación S_1 y, por tanto, condiciones puntuales, de metamorfismo de grado medio durante el evento compresivo Varisco D1 y en etapas posteriores al mismo. En las zonas cercanas a los domos del Aston y del Hospitalet existen porfiroblastos de estauroilita rotados, en cuyo interior la S_1 se encuentra suavemente plegada o recta y subperpendicular a la foliación de la matriz (S_3) que rodea a los porfiroblastos (Fig. 2D). Cuando las estructuras D2 deforman rocas afectadas por metamorfismo de gra-

do medio se han observado dos tipos de porfiroblastos de biotita unos con bordes oquerosos post-tectónicos respecto a la S_1 y sintectónicos con la S_2 y otros con bordes rectos que incluyen a la S_2 (Fig. 2E), indicando que han crecido durante un episodio metamórfico posterior a los eventos de deformación compresivos D1 y D2. En el extremo suroeste del domo del Aston, se observan zonas de metamorfismo de grado alto (zona de la sillimanita) en ellas se puede observar sillimanita (fibrolita) sustituyendo cristales de andalucita a los que se adapta la S_3 indicando el crecimiento sin- a post-D3 de la sillimanita (Fig. 2F).

Interpretación y discusión

A partir de las relaciones descritas en el apartado anterior, se ha diferenciado un primer episodio metamórfico de bajo grado, contemporáneo con el desarrollo de las estructuras D1 y los primeros estadios de la formación de las estructuras D2, en los que puntualmente se pudieron alcanzar condiciones de grado medio.

El segundo episodio metamórfico, en el que se alcanzaron condiciones de alto grado, es posterior a las estructuras D2. En este caso las relaciones de los porfiroblastos con las foliaciones identificadas indican que este episodio fue sin-cinemático con el evento de deformación D3.

Se han propuesto diferentes modelos geodinámicos para explicar el origen del metamorfismo en este sector de la Zona Axial pirenaica. Van den Eckhout (1986) relacionó el metamorfismo con una fase extensional generalizada que dio lugar a una deformación no-coaxial, consistente en una foliación subhorizontal y bandas de deformación dúctil en niveles intermedios e inferiores de la corteza, que permitieron la exhumación de terrenos profundos. Para este autor, antes de la deformación extensional se habría producido un engrosamiento cortical con el desarrollo de la foliación subvertical (S_2 de este trabajo). Por lo tanto, para Van den Eckhout (1986), el pico metamórfico iría acompañado por el desarrollo de la foliación subhorizontal dominante en la zona (S_1 de este trabajo) y

se relacionaría con un evento extensional tardío. En el presente estudio se ha observado que la deformación no-coaxial no está generalizada en toda la zona, sino que se restringe al contacto con los domos gneísicos. Para autores posteriores como Alías (1995) el metamorfismo en este sector se produjo contemporáneamente con la fase de deformación principal Varisca, durante la cual tuvo lugar la formación de la foliación subhorizontal. Según esta autora, el aumento del gradiente térmico se relacionaría con el engrosamiento cortical producido por la deformación compresiva y el efecto de un magmatismo originado en niveles corticales más profundos. Más recientemente, Mezger (2005) propuso que en este sector se habría producido más de un episodio metamórfico Varisco, el primero consistiría en un evento metamórfico regional, de presión y temperatura intermedias, simultáneo con la formación de la foliación subhorizontal (S_1 de este trabajo) que tendría lugar durante la fase de deformación principal. Sobre este primero, se superpondrían uno o varios episodios de metamorfismo de AT–BP que este autor consideró como tardi-variscos y en relación con el ascenso de plutones variscos en un marco geodinámico transpresivo. Los datos obtenidos en el presente estudio se acercan a esta propuesta de evolución tectono-metamórfica ya que se diferencian al menos dos episodios metamórficos.

Asumiendo la relación entre el metamorfismo y las intrusiones magmáticas en niveles corticales intermedios y que el pico metamórfico es contemporáneo con el evento de deformación Varisca D3, es factible que el origen del metamorfismo en esta zona esté en relación con el granito peraluminico de Ax-les-Thermes cuya intrusión tuvo lugar en el Kasimoviense ($306,2 \pm 2,3$ Ma, Denèle *et al.*, 2011). El origen de las fuentes de calor responsables del primer episodio metamórfico de este estudio, podrían relacionarse con: i) el calor originado por el engrosamiento cortical asociado al evento de deformación D1, ii) el calor mecánico asociado a la deformación de las rocas, iii) la existencia de intrusiones magmáticas previas. Con base en las edades obtenidas por Denèle (2007) y Denèle *et al.* (2011) para el granito de Ax-les-Thermes (321 ± 7 Ma, Ion micropobe sobre Zr y $306,2 \pm 2,3$ Ma, respectivamente), se puede interpretar que existen dos pulsos intrusivos y que el primero pudo ser la fuente de calor relacionada con el primer episodio metamórfico, lo que daría más peso a la tercera posibilidad.

Conclusiones

En el macizo de La Pallaresa y el extremo occidental de los domos gneísicos del Aston y del Hospitalet se han podido diferenciar dos episodios metamórficos. El primero se caracteriza principalmente por asociaciones de moscovita–clorita–biotita, aunque puntualmente se pudieron alcanzar condiciones de presión y temperatura que permitieron el crecimiento de cordierita. Este es coetáneo con el evento de deformación D1 y con las primeras etapas del evento D2. El segundo episodio, caracterizado por asociaciones de grado medio (granate, andalucita, estaurolita y cordierita) y alto (sillimanita) se localiza en zonas próximas a los domos del Aston y del Hospitalet. Los porfiroblastos que lo caracterizan son post-tectónicos respecto a S_1 y en las rocas más cercanas a los domos se identifican porfiroblastos de estaurolita que conservan la foliación S_1 en su interior suavemente plegada o recta y perpendicular a la foliación S_3 que rodea los porfiroblastos y cristales de sillimanita sin- a post-tectónica con respecto a S_3 . En zonas de grado medio, más alejadas de los domos, se observan porfiroblastos de biotita post-tectónicos respecto a las foliaciones S_1 y S_2 , lo que permite concluir que el segundo episodio metamórfico es contemporáneo con el evento de deformación D3.

Las estructuras no-coaxiales D3 y su relación con el segundo episodio metamórfico se pueden relacionar con una deformación extensional a la que podría estar asociada la intrusión de cuerpos ígneos en etapas tardi-Variscas.

Contribución de los autores

P. Clariana: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis.

J. García-Sansegundo: metodología revisión del manuscrito, investigación.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el IGME, y el IEA y por el proyecto "ERDF A way of making Europe", PID2020-114273GB-C22 financiado por el MCIN/AEI/10.13039/501100011033,

Ministerio de Ciencia e Innovación. Este estudio es una contribución del Grupo de Investigación GeoAp (E01-23R) del gobierno de Aragón. Se agradece las aportaciones de los revisores que mejoran el texto original.

Referencias

- Alías, G. (1995). *El metamorfismo regional hercinia de les metapelites del sector occidental dels macizos de l'Aston y de l'Hospitalet (Pirineu Central)*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona. 214 p.
- Autran, A.; Fonteilles, M. y Guitard, G. (1970). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (12), 673–731.
- Clariana, P. (2015). *Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida)*. Tesis doctoral, Univ. De Oviedo, 195 p.
- Clariana, P. y García Sansegundo, J. (2009). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180 (6), 501–511. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.180.6.501>
- Denèle, Y. (2007). *Formation des domes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston – Hospitalet*. Thèse Doctorat, Univ. Toulouse, 284 p.
- Denèle, Y., Barbey, P., Paquette, J.L., Laumonier, B. and Olivier, Ph. (2011). GSA Annual Meeting, Minneapolis. Vol. 43, 5, 492 p.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L., and Clariana, P. (2011) In: *Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts* (J. Poblet and R.J. Lisle, Eds), 349. Geological Society Special Publications, London, 169–184. <https://doi.org/10/fpbwix>
- Hartevelt, J.J.A. (1970). *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167–236.
- Laumonier, B.; Autran, A.; Barbey, P.; Cheilletz, A.; Baudin, T.; Cocherie, A. y Guerrot, C. (2004). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 6, 643 – 655. <https://doi.org/10/b2r8hq>
- Margalef, A. (2015). *Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra*. PhD Thesis. Univ. de Barcelona. 172 p.
- Mezger, J.E. (2005). In: The southern Variscan belt (Carosi, R., Dias, R., Lacopini, D., and Rosenbaum, G., Eds.) *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, 19. <https://doi.org/10/hjnc5b>
- Mezger, J.E.; Schnapperelle, S. y Rölke, C. (2012). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 34, 11 – 29. Muñoz, J. A. (1992). In: *Thrust Tectonics*, (McClay, K.R. Ed.). Chapman & Hall, London, 235–246.
- Pérez-Cáceres, I. (2023). *Trabajos de Geología*, 37, 97–123. <https://doi.org/10/kgzv>
- Van den Eeckhout, B. (1986). *Geologica Ultraiectina*, 45, 1–193.
- Zwart, H.J. (1979). *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1, 74 p.

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)

Ana Simón Muzás^{1*}, Antonio Casas Sainz¹, Ruth Soto², Pilar Clariana², Aina Margalef³

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009, Zaragoza, Spain

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50059, Zaragoza, Spain

³ Andorra Recerca + Innovació, Sant Julià de Lòria, AD600, Principat d'Andorra

Corresponding author *

RESUMEN

La zona de estudio, en las inmediaciones de La Seu d'Urgell (Zona Axial pirenaica), está constituida por una serie estratigráfica de rocas Cambro-Ordovícicas, en su mayoría detríticas, donde la discordancia Sarda se identifica claramente entre la Serie de Jujols y la Fm. Conglomerados de la Rabassa. Las principales estructuras son pliegues N-S de plano axial subhorizontal que muestran una foliación asociada, bien desarrollada en los niveles pelíticos (y claramente visibles en lámina delgada) y pobremente desarrollada en los niveles de arenisca. En los conglomerados suprayacentes a la discordancia Sarda (Fm. Conglomerados de la Rabassa) la foliación regional se caracteriza por tener sobrepuestas bandas de cizalla conjugadas que rodean los clastos. Las fábricas magnéticas (principalmente paramagnéticas) son coherentes con las microestructuras observadas a pesar de que la correspondencia entre los ejes de las fábricas magnéticas y los ejes de las estructuras observadas en el campo no es sencilla. El máximo de las direcciones de lineación es bimodal (N-S y E-W), lo cual puede ser interpretado como el resultado de una interferencia de pliegues (tipo 2 de Ramsay).

Palabras clave: Interferencia de pliegues, Discordancia Sarda, foliación, ASM, Varisco, Pirineos.

ABSTRACT

The study area, in the vicinity of La Seu d'Urgell (Pyrenean Axial Zone), is composed of a stratigraphic series of Cambro-Ordovician rocks, mostly detrital, where the Sardinian unconformity can be clearly identified, between the Jujols Series and Rabassa conglomerates Formation. The main structures are N-S folds with horizontal axial surfaces, that show an associated cleavage, well developed in the pelitic levels (and clearly distinguished in thin sections) and more poorly developed in the sandstone levels. In the conglomerates overlying the Sardinian unconformity (Rabassa conglomerates Fm.) the regional cleavage is characterized by superposed conjugate shear bands surrounding the clasts. Magnetic fabrics (mainly paramagnetic) are consistent with the observed microstructures, although the correspondence of axes between the magnetic fabric and the structures observed in the field is not straightforward. The orientation of lineation directions are bimodal (N-S and E-W), a fact that can be interpreted as the result of fold interference (type 2 of Ramsay).

Key-words: Fold interference, Sardinian unconformity, cleavage, AMS, Variscan, Pyrenees.

Geogaceta, 75 (2024), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100813>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 6/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La Zona Axial pirenaica resulta del apilamiento de unidades cabalgantes alpinas que conservan en su interior estructuras variscas que con frecuencia son difíciles de distinguir. Su deformación varisca no fue homogénea, mostrando diferentes tipos de interferencia de pliegues y/o relaciones entre estratificación y foliación (ver por ejemplo, Casas *et al.*, 2012; Matte, 2002; García-Sansegundo, 1990; Carreras y Capella, 1994). Su deformación alpina afectó a las rocas pre-variscas previamente deformadas sin llegar a enmascarar las características de la deformación varisca.

En este trabajo se analiza de forma detallada la deformación en un sector próximo a la Seu d'Urgell (al sur de la Zona Axial) con vistas a determinar su génesis y

su relación con la fábrica magnética. El Alto Segre en las proximidades de La Seu d'Urgell proporciona afloramientos muy interesantes donde analizar diferentes estructuras asociadas a la orogenia Varisca y donde aflora la discordancia Sarda, que separa litologías muy diferentes desde el punto de vista reológico y permite establecer la cronología relativa de eventos de deformación en la zona.

Situación geológica

La zona de estudio se encuentra en la lámina de cabalgamiento de l'Orri, una de las principales estructuras Alpinas que definen el apilamiento antiformal de la Zona Axial pirenaica en su zona centro-oriental (Muñoz, 1992, Saura y Teixell, 2006). En el bloque superior del cabalgamiento de

l'Orri se sitúa el domo de l'Orri (Gil-Peña y Barnolas, 2004 y referencias allí incluidas), constituido por materiales Cámbricos y Ordovícicos con una disposición antiformal.

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de una serie atribuida al Cambro-Ordovícico representada por la Serie de Jujols (Cavet, 1957), que consiste en una alternancia de areniscas de grano fino o limolitas, y argilitas, lo que da a la unidad un bandeado grisáceo y blanquecino característico.

Por encima de la Serie de Jujols y separadas por la discordancia Sarda, se dispone la Fm. Conglomerados de la Rabassa (Hartevelt, 1970), atribuida al Ordovícico superior, y formada por un conglomerado heterométrico de cantos angulosos. Su potencia es de un centenar de metros en las proximidades del río Segre.

Metodología

La metodología de trabajo utilizada comprende trabajo de campo y gabinete, análisis de datos estructurales en microscopio petrográfico y análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de 163 muestras tomadas en siete estaciones a partir de bloques orientados. En una muestra de cada estación se realizó además una curva termomagnética de cara a descifrar la mineralogía magnética de los distintos tipos petrográficos.

Macro, meso y microestructuras

A partir de la cartografía geológica (Fig.1) y los datos de campo se infiere la existencia de un anticlinal de escala kilométrica de vergencia E y plano axial horizontal que afecta tanto a la Serie de Jujols como a la Fm. Conglomerados de la Rabassa ya que, aunque se trata de una roca competente que a priori es difícil que desarrolle una foliación tectónica, en condiciones metamórficas de bajo grado, es observable el desarrollo de foliaciones por rotación de minerales. En esa unidad, el acortamiento está asociado a planos de cizalla, que no son paralelos a la foliación desarrollada en las lutitas sino que forman un sistema conjugado cuya bisectriz obtusa es el eje de acortamiento. En algunos casos se observan estructuras de tipo S/C asociadas a estas fracturas (Fig.3C,D).

En cuanto a las estructuras de escala métrica, en la Serie de Jujols se observan pliegues; 1) los más frecuentes de plano axial subhorizontal y ejes de orientación N-S (Fig.2), 2) pliegues de eje vertical y planos axiales de dirección NW-SE, 3) pliegues con plano axial vertical de dirección E-W muy locales. A escala de afloramiento, se observa una foliación (S2) poco penetrativa.

Desde el punto de vista microestructural, en los alrededores de la zona de estudio autores previos han descrito una foliación constituida por la alineación de minerales micáceos (Hartevelt, 1970) paralelos a la estratificación (S0) y que en este trabajo se denomina S1. En la Serie de Jujols aparece una foliación tectónica bien desarrollada en la que dominan los mecanismos de disolución por presión, asociada a micropliegues (S2) produciendo el microplegamiento de la S1. La S2 se dispone con un ángulo de en torno a 25° con la S0 y la S1 (Fig.3A,B). En algunos casos, se observan planos de cizalla posteriormente sobreimpuestos a los planos de foliación (Fig.3B).

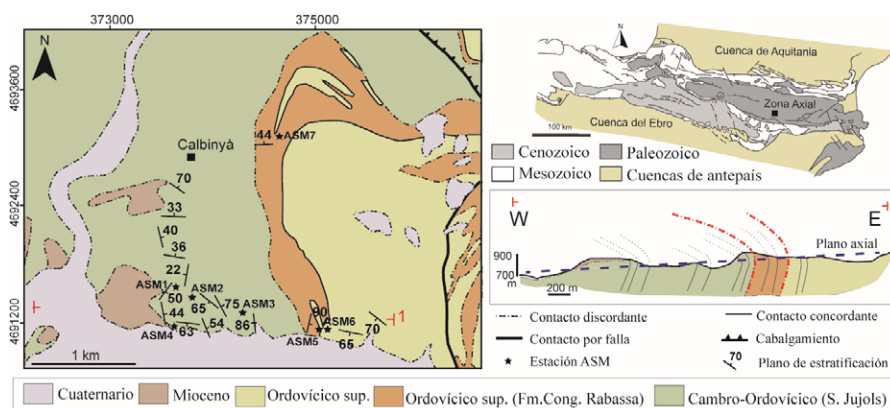


Fig. 1.- Situación geológica regional, cartografía y corte geológico del área de estudio (Mapa derivado de la cartografía del Mapa geològic comarcal de l'Alt Urgell 1:50.000 del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), utilizada bajo una licencia CC BY 4.0).

Fig. 1. Geological regional location, mapping and cross section of the studied area. (Map derived from the cartography of Mapa geològic comarcal de l'Alt Urgell 1:50.000 del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), licence CC BY 4.0). See color figure in the web.

Especial interés reviste la foliación tectónica desarrollada en los conglomerados de la Fm. Conglomerados de la Rabassa ya que, aunque se trata de una roca competente que a priori es difícil que desarrolle una foliación tectónica, en condiciones metamórficas de bajo grado, es observable el desarrollo de foliaciones por rotación de minerales. En esa unidad, el acortamiento está asociado a planos de cizalla, que no son paralelos a la foliación desarrollada en las lutitas sino que forman un sistema conjugado cuya bisectriz obtusa es el eje de acortamiento. En algunos casos se observan estructuras de tipo S/C asociadas a estas fracturas (Fig.3C,D).

Propiedades magnéticas y ASM

La susceptibilidad magnética media de las muestras estudiadas es de $178 \cdot 10^{-6}$ S.I., con un rango variable entre 80 y $308 \cdot 10^{-6}$. Se han diferenciado dos comportamientos a partir del análisis de las curvas termomagnéticas de las muestras. Uno de ellos con contribución prácticamente paramagnética en toda la curva de calentamiento y otro en el que se observa la formación de magnetita en la curva de calentamiento. No parece existir un condicionante litológico o por edades en el comportamiento de las muestras. Las curvas de enfriamiento muestran en la mayor parte de los casos de neoformación de minerales ferromagnéticos. De acuerdo con las observaciones en lámina delgada la contribución paramagnética se debe fundamentalmente a clorita y moscovita.

En cuanto a los resultados direccionales (Fig.4), la mayoría de los elipsoides magnéticos son de tipo triaxial. Se encuentran ejes

k3 tanto en dirección N-S como E-W. En algunos casos (estación ASM4) la dispersión de los ejes k2 y k3 correspondientes a las diferentes muestras define una guirnalda que indica la existencia de una fábrica claramente prolata. El caso opuesto aparece en la estación ASM6, donde la guirnalda está formada por los ejes k1 y 2, definiendo por tanto una fábrica oblata.

En la Serie de Jujols en general el eje k1 está contenido en el plano de estratificación, y coincide con los ejes de los pliegues (lineación de intersección, estaciones ASM3 y ASM4), mientras que el k3 tiende a mantenerse perpendicular a las superficies de estratificación. En la Fm. Conglomerados de la Rabassa no se observa una relación directa de los ejes con los elementos estructurales.

Interpretación y discusión

En conjunto, las superficies de estratificación medidas en la zona estudiada muestran una dispersión muy alta (Fig. 4), con tres máximos en la distribución de los polos: E-W con ligera inmersión hacia el E, WSW-ENE con inmersión hacia el W y N-S con inmersión hacia el N. No se han podido representar las orientaciones de la foliación debido a la dificultad de medirla a escala de afloramiento (aunque como se ha visto en apartados anteriores es muy evidente en lámina delgada). Los ejes de los pliegues muestran una dirección claramente bimodal: un máximo presenta dirección N-S con baja inmersión, y el otro se encuentra en dirección NW-SE con fuerte inmersión hacia el SE.

En cuanto a la relación de la deformación con las fábricas magnéticas, los

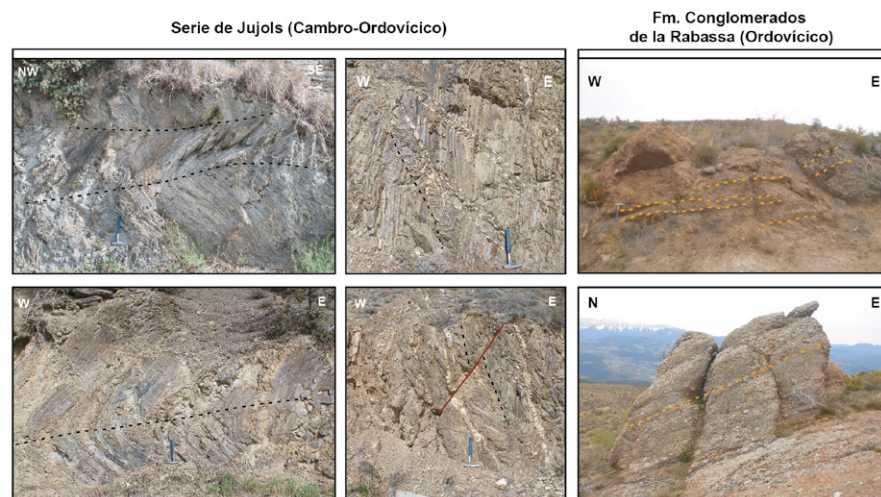


Fig. 2.- Fotografías de las estructuras de escala intermedia (mesoestructuras) descritas en este trabajo (negro: plano axial de pliegue, rojo: falla, blanco: kink-bands y naranja: estratificación.
Fig. 2.- Field photographs of the mesostructures described in the text (black: axial plane, red: fault, white: kink-bands, orange: bedding).

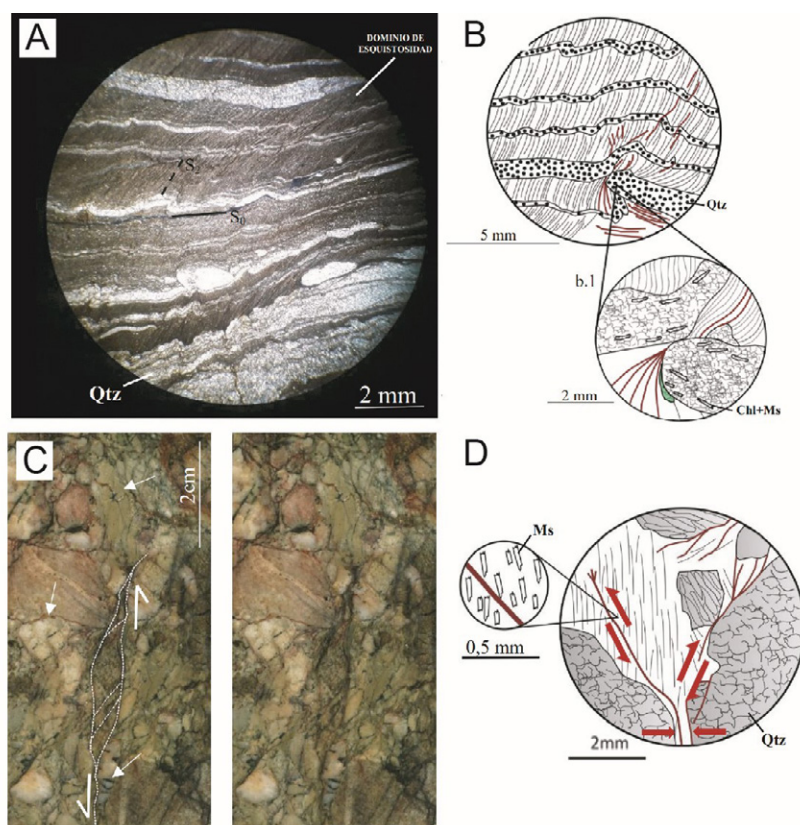


Fig. 3.- Fotografías de microestructuras representativas: A) Alternancia de pelitas y areniscas con dominios de esquistosidad, Serie Jujols; B) Detalle de la foliación de crenulación con detalle de un microcabalgamiento afectando a las capas competentes; Serie Jujols. Ms: moscovita. Qz: cuarzo. Chl: clorita. C) Estructura S-C sinistra (en el plano de la lámina); se han señalado los contactos estilolíticos entre granos y juntas de extensión en los granos; Fm. Conglomerados de la Rabassa. D) Foliación de presión-disolución (rojo) que bordea los clastos de cuarzo policristalino y monocristalino, es frecuente que deforme sus bordes. En la parte central y superior del esquema se observa cuarzo recrystallizado y en el detalle, disposición oblicua de las micas. Las flechas indican el sentido de movimiento de las estructuras, posibles planos C, y las líneas negras foliación. Fm Conglomerados de la Rabassa.
Fig. 3.- Photographs of representative microstructures: A) Alternation of shales and sandstones with schistosity domains, Serie Jujols; B) Detail of the crenulation foliation with detail of a microthrust affecting the competent layers; Serie Jujols. Ms: Muscovite. Qz: quartz. Chl: chlorite. C) Structure S-C sinistral; Stylolitic contacts between grains and extension joints in the grains have been marked; Fm. Rabassa conglomerates. D) Pressure-dissolution foliation (red) bordering the polycrystalline and monocrystalline quartz clasts, frequently deforming their edges. Recrystallized quartz is observed and in the detail, an oblique arrangement of the micas. The arrows indicate the direction of movement of the structures, possible C planes, and the black lines foliation.

materiales pelíticos muestran una correlación que se encuentra dentro del rango de rocas con baja deformación, de acuerdo con el modelo propuesto por Parés y van der Pluijm (2002) y Parés (2015). La lineación magnética coincidiría en este caso con la lineación de intersección, mientras que la foliación magnética coincide con el plano de estratificación (Fig.4). Este patrón es compatible con una foliación desarrollada por mecanismo de disolución por presión, en el cual los elementos de la fábrica de la roca no han cambiado de forma significativa su orientación.

A partir de los datos tomados se puede proponer de modo tentativo un modelo de evolución de la deformación que encaje con los modelos propuestos para la Zona Axial en el Pirineo centro-oriental (Casas, 2010). La primera etapa de deformación se relacionaría con la generación de pliegues tumbados con ejes de dirección N-S y vergencia E. La foliación asociada con estos pliegues es la denominada S2 por Casas (2010). Dada la orientación y mecanismos de deformación esta etapa tendría edad Varisca. La segunda etapa de deformación produciría pliegues de plano axial vertical de orientación E-W que serían responsables de la aparición de pliegues con ejes de inclinación fuerte, producto de la superposición de ambas fases. Esta segunda etapa de plegamiento es más difícil de adscribir puesto que su orientación coincide con las estructuras alpinas de la zona, reflejadas en el plegamiento de los materiales post-Variscos. Los pliegues E-W también han sido atribuidos a las fases variscas 2 y/o 3 (fase tardía) en sectores próximos de la Zona Axial (e.g. Carreras y Capellas, 1994, García-Sanseguundo 1996). La superposición de ambos sistemas de pliegues daría como resultado una figura de interferencia de tipo 2 (Fig.4, Ramsay, 1967). Al norte de la zona de estudio, en el domo de la Rabassa, también se han reconocido superposición de pliegues variscos (Margalef *et al.*, 2012).

Finalmente, el diferente estilo de la deformación por encima y por debajo de la discordancia Sarda (Fm. Conglomerados de la Rabassa y Serie de Jujols, respectivamente) puede atribuirse más a cuestiones litológicas que de evolución orogénica. Los diferentes mecanismos de deformación (más frágil en los conglomerados) explicarían las aparentes diferencias existentes entre ambas unidades.

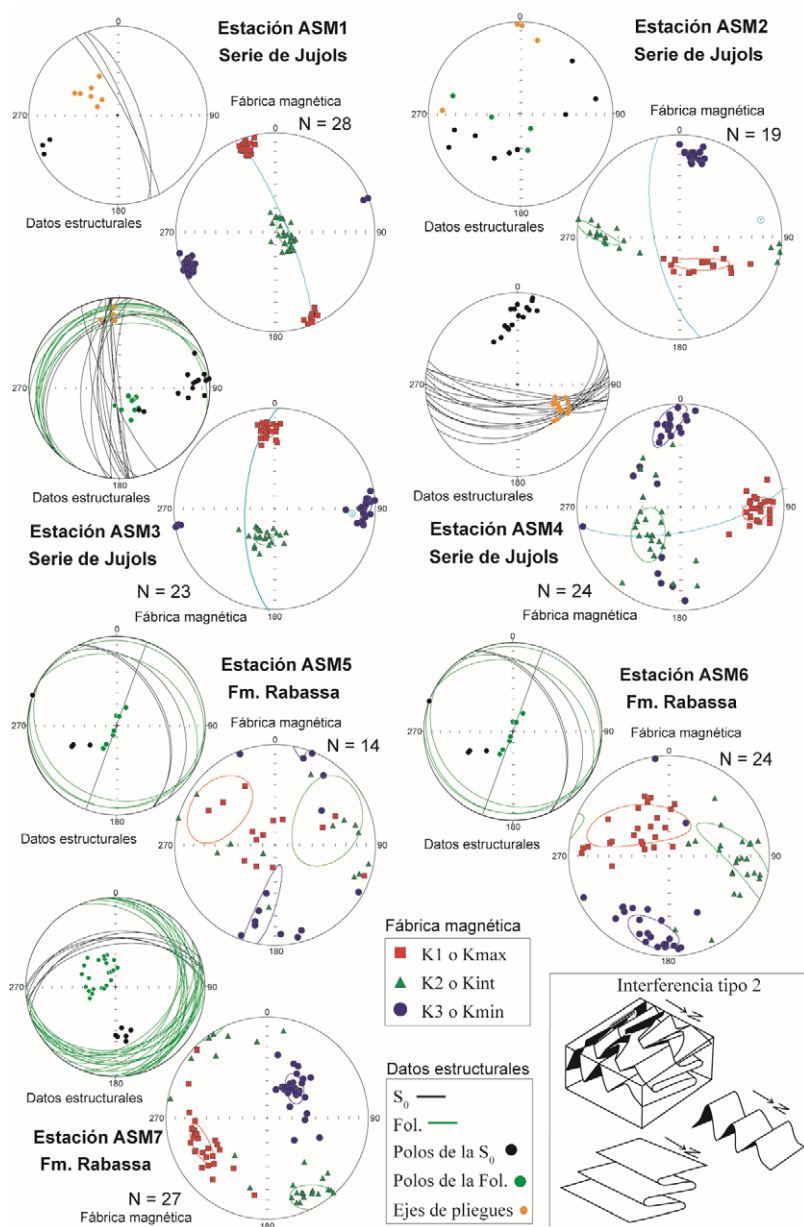


Fig. 4.- Resultados de la ASM en relación con los datos mesoestructurales y tipo de interferencia resultante (tipo 2, Ramsay, 1967). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- AMS results in relation with mesostructural data and type of resultant interference (type 2, Ramsay, 1967). See color figure in the web.

Conclusiones

El análisis macro, meso y microestructural de los materiales Cambro-Ordovícicos de los alrededores de La Seu d'Urgell muestran un patrón claro de deformación que podría relacionarse con la evolución de la deformación varisca de la Zona Axial pirenaica. Si bien los pliegues E-W podrían ser alpinos. La secuencia de generación de estructuras pasaría por pliegues de plano axial horizontal y de dirección N-S que serían posteriormente plegados en dirección perpendicular por pliegues de eje horizontal. La asignación de edades de la etapa de deformación posterior no es directa ya que coincide también con la dirección estructural preferente durante la compresión Alpina en el manto de l'Orri.

Las propiedades magnéticas de las rocas han permitido completar la información de los datos estructurales y caracterizar la intensidad de la deformación. El patrón estructural complejo observado en la zona necesita futuros estudios estructurales que profundicen en el patrón de plegamiento y sus foliaciones asociadas.

Contribución de los autores

Ana Simón: trabajo de campo, representación y discusión de datos, medida de la ASM y curvas termomagnéticas, elaboración de hipótesis.

Antonio Casas, Ruth Soto: supervisión de trabajo de campo, discusión de datos e hipótesis.

Pilar Clariana: discusión de datos e hipótesis.

Aina Margalef: trabajo de campo, discusión de hipótesis.

Agradecimientos y financiación

El presente trabajo forma parte del Trabajo de Fin de Grado de la primera autora. Los proyectos PID2019-108753GB-C22, PID2019-108705GB-I00 y PID2020-114273GB-C22 han contribuido a la financiación de los gastos. Los autores agradecen la contribución de los servicios de apoyo a la investigación de la Universidad de Zaragoza por el trabajo de realización de las láminas delgadas.

Referencias

- Carreras, J., y Capella, I. (1994). *Journal of Structural Geology*, 16(11), 1509-1524. <https://doi.org/cqznvq>
- Casas, J. M. (2010). *Geological Magazine*, 147(5), 674-689.
- Casas, J. M., Queralt, P., Mencos, J., and Gratacós, O. (2012). Distribution of linear mesostructures in oblique folded surfaces: Unravelling superposed Ordovician and Variscan folds in the Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 44, 141-150.
- Cavet, P., (1957). Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l' Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, 254: 303-518.
- García-Sansegundo, J. (1990). Structure of the Paleozoic in the Aran valley, Axial zone, central Pyrenees. *Bull Soc Geol Fr*, 8, 229-239.
- García-Sansegundo, J. (1996). *Journal of Structural Geology*, 18, 1315-1325.
- Gil-Peña, I. y Barnolas, A. (2001). *Bol. Geol. Min*, 112, p. 17-38.
- Margalef, A., Casas, J. M. and Queralt, P. (2012). Superposición de pliegues en el domo de la Rabassa: simulación usando el paquete FoldPlot (Mathematica). *Geotemas*, 13, 50-56.
- Matte, P. (2002) *Comptes Rendus Geoscience*, 334(10), 773-779.
- Muñoz, J. A. (1992). In: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.). Springer, Dordrecht, 235-246. <https://doi.org/bkzxxm>
- Parés, J.M., Van der Pluijm, B.A., (2002). *Geophys. Res. Lett.* 29 (24). <https://doi.org/bdtwnn>
- Parés, J. M. (2015). *Frontiers in Earth Science*, 3, 4. <https://doi.org/gnsh95>
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, p. 568
- Saura, E., y Teixell, A. (2006). *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1909-1920. <https://doi.org/dcd6vv>

La Fosa de Morés (Cordillera Ibérica): extensión triásica e inversión cenozoica

The Morés trough (Iberian Chain): Triassic extension and Cenozoic inversion

Raúl Lázaro-González* y Carlos L. Liesa

Departamento de Ciencias de la Tierra–IUCA, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España.

raullazarouni@gmail.com, carluis@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Mores Trough (Aragonese Branch of the Iberian Chain) is filled by rocks of Triassic age (Germanic facies) unconformably overlying folded and fractured Paleozoic materials. The trough is delimited by two major NW–SE faults, the Purroy normal fault to the northeast, locally inverted, and the Inogés reverse fault to the southwest. In addition, other structures of a similar direction to the faults, such as folds, thrusts and normal faults can be found within the basin. Geological cross-sections and the measurement and interpretation of bedding and fracture data have allowed to give an interpretation of the different structures found in both basin boundaries. A first extensional stage during the Triassic produced synsedimentary normal faults, as the Purroy fault, and mesoscale horst and graben structures. A second compressive stage of Cenozoic age led to the reactivation of faults with a reverse component and the formation of folds.

Key-words: Subbasin, extension, compression, Triassic, Iberian Chain.

RESUMEN

La Fosa de Morés (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica) está rellena por materiales de edad triásica (facies germánica) que se superponen discordantes sobre materiales paleozoicos plegados y fracturados. La cuenca está delimitada por dos grandes fallas de dirección NW–SE, la falla normal de Purroy, invertida localmente, y la falla inversa de Inogés. Pliegues, cabalgamientos y fallas normales de dirección similar se observan dentro de la cuenca. Los cortes geológicos y los datos de estratificación y fracturación han permitido dar una interpretación de las diferentes estructuras de los márgenes de la cuenca. Una primera etapa extensional triásica dio lugar a fallas normales sinsedimentarias, como la falla de Purroy, y estructuras en horsts y grabens a escala mesoestructural. Una segunda etapa, de carácter compresivo, produjo en el Cenozoico la reactivación de fallas con componente inversa y la formación de pliegues.

Palabras clave: Cubeta, extensión, compresión, Triásico, Cordillera Ibérica.

Geogaceta, 75 (2024), 39–42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100821>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 6/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La Fosa de Morés forma parte de un conjunto de estructuras de dirección NW–SE y posible alcance cortical o litosférico, que determinan la estructura de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). En los Mapas Geológicos de España 1:50.000 (Aragonés *et al.*, 1980;

Hernández *et al.*, 1981) se describe la Fosa de Morés como limitada por dos fallas inversas, aunque en corte se representa una de ellas como una falla normal (Aragonés *et al.*, 1980). En trabajos recientes se sugiere que la cubeta de Morés es una cubeta extensional triásica, posteriormente invertida durante el Cenozoico (Casas *et al.*, 2016, 2017). El objetivo principal de este estudio es determinar la estructura de dicha cubeta a partir de observaciones macro y mesoestructurales y elaborar un modelo evolutivo de la zona.

Situación geológica

La cubeta de Morés se enmarca en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1), y en ella aflora una cobertera relativamente delgada compuesta por materiales triásicos en facies germánica (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) discordante sobre materiales paleozoicos plegados y fracturados (Aragonés *et al.*, 1980; Hernández *et al.*, 1981; Casas *et al.*, 2016, 2017). Está delimitada por dos grandes fallas, al suroeste la falla de Ino-

gés y al noreste, la falla de Purroy (Aragonés *et al.*, 1980; Hernández *et al.*, 1981). Estas fallas ponen en contacto materiales paleozoicos (cámbricos y ordovícicos, respectivamente) con materiales triásicos (Fig. 1). La cubeta está atravesada por fallas, anticlinales y sinclinales de escala plurikilométrica de dirección NW–SE.

Metodología

A partir del trabajo de campo y análisis de ortoimágenes de alta resolución (Centro Nacional de Información Geográfica, CNIG) se ha realizado la revisión y elaboración de la cartografía. Se han estudiado varios afloramientos en detalle, tomándose datos de estratificación y foliación, planos de falla, mayores y menores, y diaclasas. Estas observaciones, junto a los datos de cartografías previas (Aragonés *et al.*, 1980; Hernández *et al.*, 1981) han permitido determinar las características de la Cubeta de Mores y realizar tres cortes geológicos. Los datos obtenidos en el campo fueron analizados con el software Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2013).

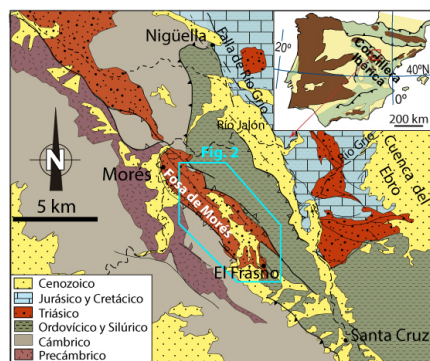


Fig. 1.- Situación geológica de la Fosa de Morés (modificada de Casas *et al.*, 2017). Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Geological location of the Mores Trough (modified from Casas *et al.*, 2017). See color figure on the Web.

Resultados

Macroestructura

Las dos grandes fallas de dirección NW-SE que delimitan los materiales triásicos de la cubeta, falla de Inogés al suroeste y falla de Purroy al noreste (Figs. 1 y 2), muestran notables diferencias. La falla de Inogés muestra en toda su traza un carácter inverso, de modo que materiales cámbricos se superponen sobre materiales triásicos (cortes geológicos I, II y III, Fig. 2). No obstante, la estructura cambia a lo largo de este margen. En su extremo sureste, sólo se reconoce un único plano de cabalgamiento y, en su bloque inferior, aparece bien desarrollado un sinclinal de igual dirección que la falla y con su flanco suroeste invertido (56°), el denominado sinclinal tumbado de El Frasno (Aragónés *et al.*, 1980; corte I en Fig. 2), en cuyo núcleo afloran los materiales evaporíticos del Keuper. Hacia el noroeste, la estructura de este margen se resuelve, primero, con dos escamas de cabalgamiento paralelas (corte II) y, luego, con tres escamas, formando un sistema imbricado (corte III). Estas escamas se encuentran superpuestas sobre materiales del Muschelkalk que componen el flanco inclinado de una estructura monoclonal de dirección NW-SE, que aparece en la parte central de la cubeta. Este cambio en

la estructura parece estar relacionado con fallas de orientación NE-SW que afectan a los materiales triásicos y segmentan dicho margen (Fig. 2). El desplazamiento horizontal mínimo de este sistema de cabalgamientos es de 500 m, pero su salto vertical puede superar 1 km.

En el sector central de la cubeta, un conjunto de fallas de orientación NW-SE de carácter normal, no aflorantes en la zona meridional por estar cubiertas por materiales cuaternarios, definen una estructura en *horst y graben*. Entre ellas destaca la falla de El Frasno, que tiene buzamiento alto (70°) hacia el suroeste y un salto mínimo de 200 m, que decrece hacia el noroeste. Hacia el este de esta falla, los materiales triásicos pasan a buzarse hacia el noreste, definiendo el anticlinal fallado del Barranco del Cubo (Fig. 2, Aragónés *et al.*, 1980). Localmente, el tramo inferior del Muschelkalk se apoya sobre el tramo intermedio del Buntsandstein (corte I, Fig. 2).

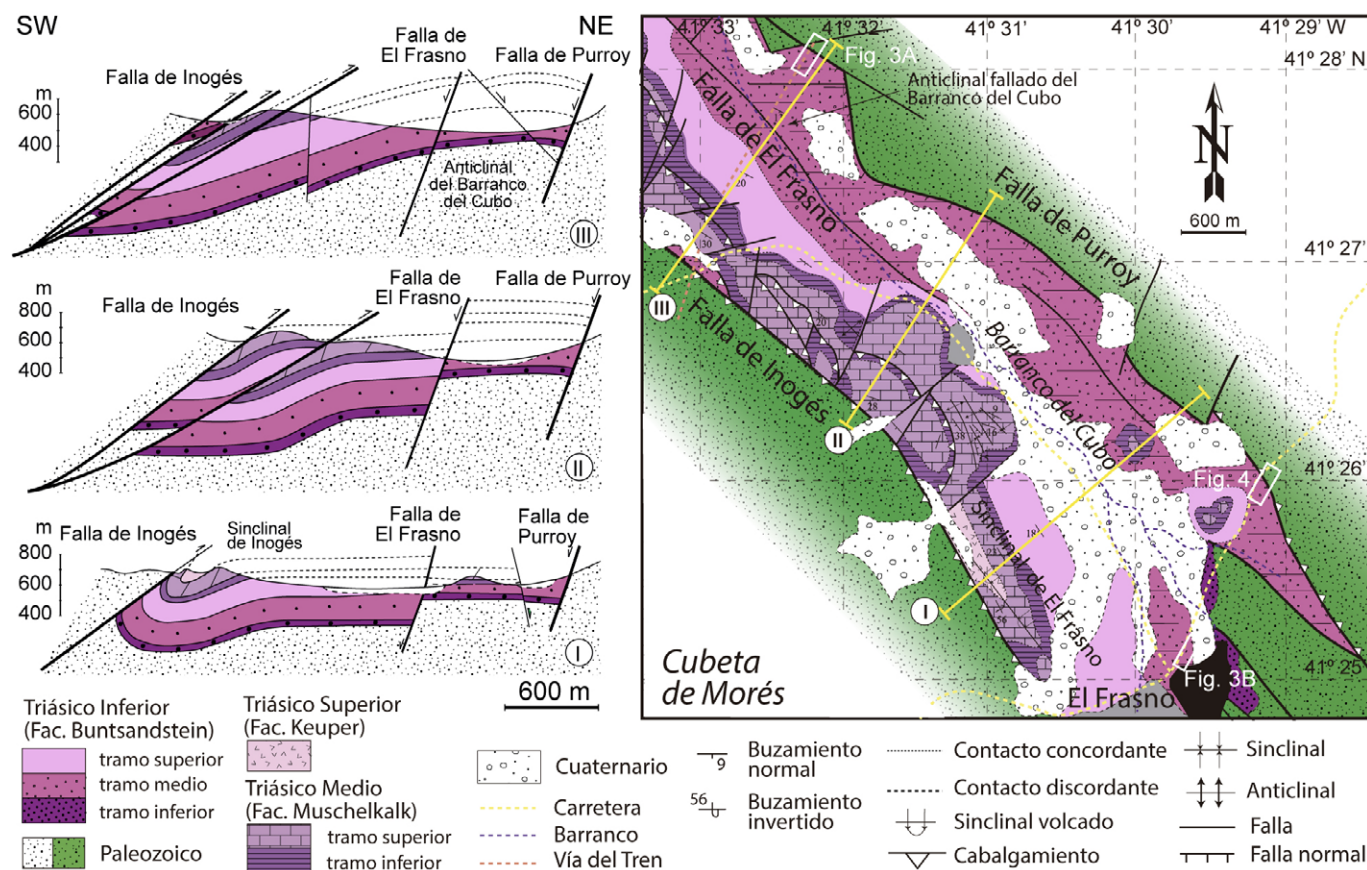
La estructura del margen noreste, la falla de Purroy presenta en la mayor parte de su traza un buzamiento medio-alto (50-70°) hacia el suroeste y componente normal (cortes I, II y III, Fig. 2). Los materiales triásicos se apoyan sobre los paleozoicos y el salto normal de esta estructura podría superar los 500 m. Sólo en su extremo sureste, la falla de Purroy presenta un buzamiento hacia el

noreste y las rocas paleozoicas están superpuestas sobre las triásicas (Fig. 2).

Estudio mesoestructural

La falla de Purroy se observa en el talud de la vía de tren de alta velocidad (Fig. 3A), en el sector norte de la zona de estudio. Allí, el plano de falla de dirección NW-SE tiene buzamiento hacia el suroeste (45-50°) y las areniscas y arcillas triásicas se apoyan sobre los materiales ordovícicos. En detalle, las capas triásicas dibujan un pliegue de *rollover* que está trastocado por fallas menores, sintéticas y antitéticas. Los sedimentos triásicos muestran, además, algunas geometrías en cuña que se abren hacia el NE, es decir, hacia la falla principal.

En el sector central de la cuenca es frecuente encontrar fallas normales, de escala métrica a decamétrica y saltos decimétricos a métricos, y diaclasas afectando a los materiales triásicos. En el talud de la autovía A2, en la localidad de El Frasno (Fig. 3B), materiales arcillosos y limolíticos del tramo medio del Buntsandstein están afectados por fallas y diaclasas. Se observan dos familias de fallas normales de dirección NW-SE y buzamientos de 60-70° al NE o SW, según la familia, y dos familias de diaclasas, una con dirección NNW-SSE y otra ENE-WSW que definen un sistema con-



jugado. Si aplicamos el modelo de fallas conjugadas de Anderson (1951) se obtiene una dirección de extensión NE–SW. Por su parte, las diaclasas indican dos direcciones de tracción, una principal WSW–ENE y otra secundaria NNW–SSE (Fig. 3B).

Un afloramiento muy significativo es el que se observa en otro talud de la autovía, en las proximidades del túnel de Morata 1 (Fig. 2), justo al sur de la falla de Purroy (extremo superior izquierdo de la imagen en Fig. 4A). La falla de Purroy muestra un buzamiento hacia el noreste y movimiento inverso, con las rocas ordovícicas superpuestas a arcillas y limolitas del Buntsandstein (Figs. 2 y 4A). En las proximidades de la falla, los materiales triásicos muestran pliegues apretados con una clara vergencia al suroeste (Fig. 4B). Algunos pliegues tienen en las proximidades de su traza axial planos de falla curvados. Las fallas tienen desplazamientos de escala decimétrica a métrica, tanto normales (indicados con semiflecha roja) como inversos (semiflecha blanca), combinándose en algunas de ellas, de manera que muestran, en la parte inferior de su traza, un desplazamiento normal y, en su parte superior, movimiento inverso (Fig. 4B–C). En detalle, las fallas con salto normal definen semigrabens y grabens que tienen asociados cambios de espesor en algunos intervalos estratigráficos. Un estrato (línea discontinua naranja, Fig. 4B) fosiliza una de estas fallas con salto normal que separa dos bloques con una serie estratigráfica local diferente. Las dos fallas normales de buzamiento contrario que definen un pequeño graben (Fig. 4B), también muestran evidencias de desplazamientos inversos en los niveles estratigráficos más altos de la serie. Asociados a esta estructura, y también a otras fallas, se reconocen pliegues menores, a veces con vergencia contraria, que se relacionan con la orientación de las fallas próximas.

Interpretación y discusión

El estudio macroestructural y de afloramiento de la cubeta de Morés sugiere que durante el Triásico tuvo lugar una etapa extensional que dio lugar a fallas normales y estructuras en *horsts* y *grabens* a distintas escalas. Esto es evidente para la facies Buntsandstein, cuya sedimentación tuvo lugar de manera contemporánea a la acción de las fallas normales de dirección NW–SE que estructuran la cuenca, como la falla de Purroy, como lo denotan los cambios de potencia de las unidades, las geometrías en cuña de las capas y las discordancias locales asociadas a fallas menores (Figs. 3 y 4). Esta situación se pudo mantener, aunque con menor desarrollo, du-

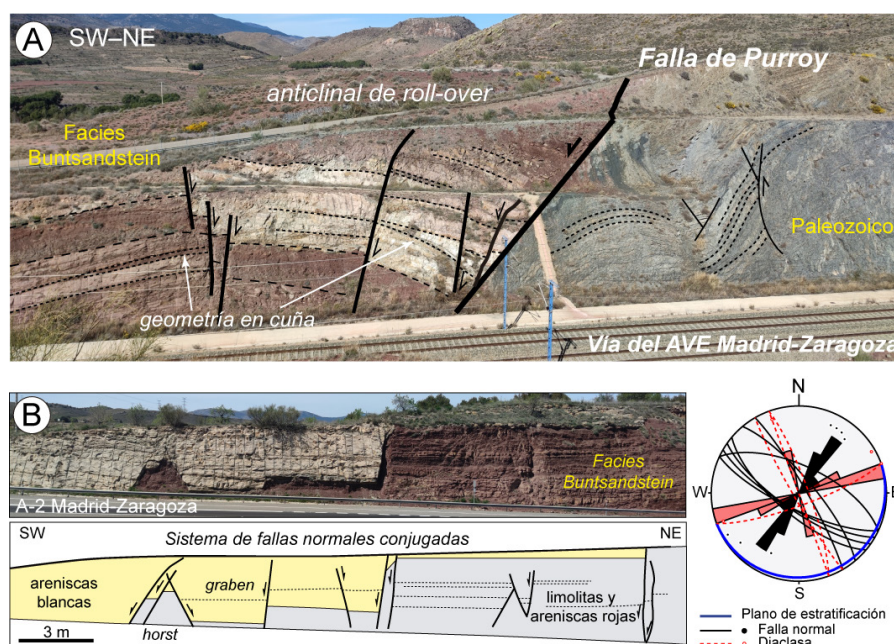


Fig. 3.- (A) La falla normal de Purroy en el talud de la vía del tren de alta velocidad Madrid-Zaragoza (ver situación en Fig. 2). (B) Foto y esquema de fallas normales menores (estructura en horst y graben), y diaclasas afectando a areniscas y limolitas triásicas en las proximidades de El Frasno (ver situación en Fig. 2) y estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de los datos tomados en campo y diagrama en rosa de las direcciones de la línea de máxima pendiente de los planos estudiados. Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- (A) The Purroy normal fault on the slope of the Madrid-Zaragoza high-speed train track (see situation in Fig. 2). (B) Photo and scheme of minor normal faults (horst and graben structure), and joints affecting Triassic sandstones and siltstones in the vicinity of El Frasno (see situation in Fig. 2) and stereogram (Schmidt net, lower hemisphere) of the field data, including a rose diagram of the directions of the line of maximum slope of the studied planes. See colour figure on the Web.

rante la sedimentación de las facies Muschelkalk y Keuper, si se tienen en cuenta los cambios de espesor existentes en la región (Aragón et al., 1980; Hernández et al., 1981). La dirección de extensión triásica sería NE–SW, con σ_1 prácticamente vertical, como lo indica el sistema de fallas normales conjugadas, de dirección NW–SE. Esta dirección de extensión principal NE–SW es asimismo compatible con la dirección NW–SE de las fallas principales. Debemos recordar que la falla de Purroy, conserva en gran parte de su traza el salto normal asociado a esta etapa extensional como así lo sugiere el anticlinal de rollover y los abanicos de capas descritos (Fig. 3A).

Las fallas con salto normal en la parte inferior de su traza y saltos inversos en su parte superior descritos a escala de afloramiento (p. ej., Fig. 4) son interpretados como resultado de un proceso de inversión tectónica parcial de las estructuras en *semi-graben* y *graben* formadas durante el Triásico. Durante este proceso de inversión también se formaron probablemente nuevas fallas inversas y se desarrollaron pliegues menores. La vergencia contraria que muestran algunos de estos pliegues es indicativo de que están probablemente asociados a la reactivación de fallas con buzamientos contrarios durante el proceso de inversión. Este proceso también queda reflejado a es-

cala macroestructural como lo evidencia el segmento sur de la falla de Purroy, ahora cabalgando hacia el suroeste, como así lo sugiere también la vergencia hacia el SW de los pliegues desarrollados en el Triásico de su bloque inferior (Fig. 4B). La orientación NW–SE de las estructuras compresivas principales, como los cabalgamientos que definen la falla de Inogés del margen sur de la cubeta, sugieren una dirección de acortamiento principal NE–SW. El mayor desplazamiento asociado a la(s) falla(s) de Inogés durante la etapa compresiva ha impedido reconocer si esta estructura, que define el actual margen sur de la cubeta de Morés, tuvo un carácter extensional durante el Triásico, aunque la complejidad estructural y segmentación de este margen así lo sugieren. Esta etapa compresiva, que reactiva las fallas normales triásicas, tuvo lugar probablemente durante el Cenozoico (Oligoceno-Mioceno) si tenemos en cuenta la información regional (Capote et al., 2002; Liesa y Simón, 2009; Liesa et al., 2018). La vergencia principal de las estructuras compresivas hacia el noreste (cabalgamiento de Inogés y sinclinal tumbado de El Frasno) también está de acuerdo con la posición de la cubeta de Morés en la parte nororiental de la Cordillera Ibérica, una típica cadena de doble vergencia (Fig. 1). Por otro lado, la falla de Purroy, de vergencia

sur, podría asociarse a la rama sur de una estructura en flor cuya estructura principal sería la falla de río Gúro, de dirección NW-SE, caracterizada por movimientos transpresivos en esta etapa compresiva (Marcén Albero y Román Berdiel, 2015).

Conclusiones

El estudio macro y mesoestructural ha permitido reconocer una primera etapa extensional triásica que estructura la cubeta de Morés, caracterizada por fallas normales de orientación NW-SE (falla de Purroy y probablemente la falla de El Frasno). Esta etapa determina la dirección estructural de la cubeta y ha quedado reflejada tanto en sistemas conjugados de fallas normales como en familias de diaclasas. La segunda etapa es de carácter compresivo y se relaciona con la Orogenia Alpina en el interior de la placa que produce la reactivación e inversión de las fallas NW-SE y dan lugar a pliegues y cabalgamientos de la misma dirección.

Contribución de los autores

La redacción del artículo y la realización de las figuras ha sido desarrollada de manera conjunta por los dos coautores.

Agradecimientos y financiación

Este estudio forma parte del Trabajo Fin de Grado presentado por Raúl Lázaro González para la obtención del título de Graduado en Geología por la Universidad de Zaragoza, codirigido por Antonio Casas y Carlos Liesa. Agradecemos a Antonio Casas la colaboración en la preparación y discusión del trabajo, así como a dos revisores anónimos y al editor, Alberto Pérez López, por sus comentarios y sugerencias. Esta investigación ha sido financiada por el Gobierno de Aragón (E32_23R: Grupo GEOTransfer. Investigación Geológica para la Ciencia y la Sociedad).

Referencias

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., y Fisher, D.M. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, 304 p.
 Anderson, E.M. (1951). *The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, 2ª Edición, Edinburgh, 133147.
 Aragonés, E., Hernández, A., Ramírez, J. y Aguilar, M. J. (1980). *Mapa Geológico de España. 1:50.000, hoja nº 410 (La Almunia de Doña Godina) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L. (coords.), Liesa, L.C. y Arlegui, L.E. (2002). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 367-400.
 Casas, A., Aurell, M., Revuelto, C., Calvín, P., Simón, J.L., Pueyo, O., Pocoví, A. y Marcén, M. (2017). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30(2), 51-64. [https://sge.usal.es/archivos/REV/30\(2\)/RSGE30\(2\)_p_51_64.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/30(2)/RSGE30(2)_p_51_64.pdf)
 Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T. y Pocoví, A. (2016). *Geo-Temas* 16(2), 495-498.
 Hernández, A., Aragonés, E., Ramírez, J. y Aguilar, M.J. (1981). *Mapa Geológico de España. 1:50.000, hoja nº 409 (Calatayud) y memoria*. IGME, Madrid, 44 p.

Liesa, C.L., Casas, A.M. y Simón, J.L. (2018). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 31(2), 23-50. [https://sge.usal.es/archivos/REV/31\(2\)/RSGE31\(2\)_p_23_50.pdf](https://sge.usal.es/archivos/REV/31(2)/RSGE31(2)_p_23_50.pdf)
 Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009). *Tectonophysics* 474, 144-159. <https://doi.org/dkk93>
 Marcén Albero, M. y Román Berdiel, M.T. (2015). *Geogaceta* 58, 83-86. <https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/geo58/geo58pag79-82.pdf>

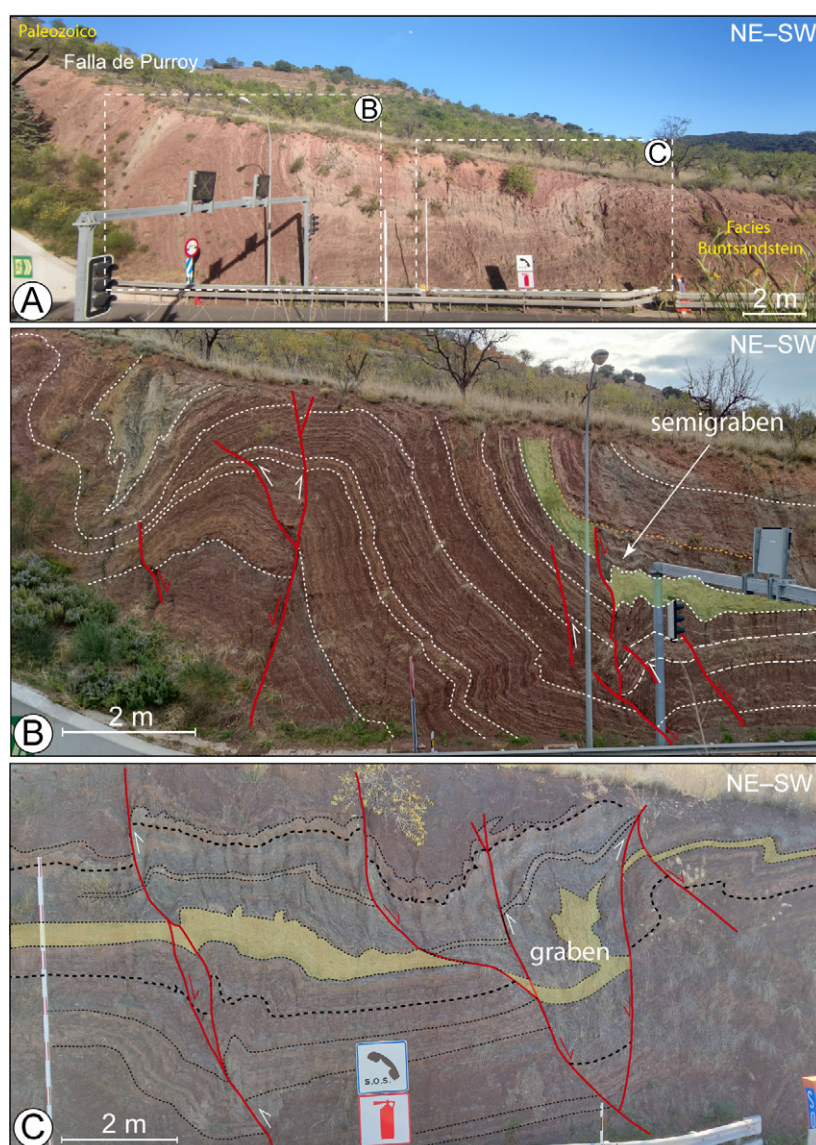


Fig. 4.- La estructura del Triásico del bloque inferior de la falla de Purroy en el sector de El Frasno (ver situación en Fig. 2). (A) Corte del talud de la autovía A2. (B) y (C) Detalles de (A) mostrando pliegues, fallas normales (flecha roja) e inversas (flecha blanca). Un nivel estratigráfico con fondo de color destaca los desplazamientos de las fallas. Nótese el cambio de espesor asociado a alguna de estas fallas, y la posterior fosilización de una de ellas por un nivel estratigráfico (línea discontinua naranja). Ver figura en color en la Web.

Fig. 4.- The structure of the Triassic of the footwall block of the Purroy fault in the El Frasno sector (see situation in Fig. 2). (A) Section of the A2 highway slope. (B) and (C) Details of (A) showing folds, normal (red arrow) and reverse (white arrow) faults. A stratigraphic level (coloured background) highlights fault displacements. Note the thickness changes associated to some faults, and the subsequent fossilization of one of them by a stratigraphic level (orange dashed line). See colour figure on the Web.

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)

Lourenço Steel-Hart^{1,2*} y Antonio Casas-Sainz²

¹ Faculdade de Ciências, Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa. Campo Grande, Edifício C1, Piso 1, 1749-016 Lisboa, Portugal

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Grupo Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España.

steel.hart@gmail.com; acasas@unizar.es

*Corresponding author

RESUMEN

La secuencia de desarrollo de estructuras en el sinclinal de Las Cuevas de Cañart (CC) (Zona de Enlace de la cordillera Ibérica), ofrece una oportunidad singular, para entender la distribución de mecanismos de deformación en cabalgamientos formados en niveles estructurales superficiales. La cuenca de CC contiene familias de estructuras con tres direcciones, resultantes de la superposición de pliegues asociados a cabalgamientos, inicialmente de dirección NW-SE, posteriormente plegados por pliegues de dirección E-W. La dirección estructural NE-SW es la dominante en la zona. Las dos estructuras estudiadas son cabalgamientos plegados, que aparecen actualmente como fallas de desgarre paralelas o ligeramente oblicuas a la estratificación. Las dos adquieren geometría de cabalgamientos, una vez restituida la posición de las capas a su posición original. Las orientaciones actuales ayudan a entender los mecanismos de deformación involucrados: A techo de la secuencia, un cabalgamiento de baja inclinación, relacionado con pliegues de arrastre en ambos bloques, y más abajo en la secuencia (aproximadamente 100 m), la deformación se resuelve mediante presión disolución y fallas inversas de fuerte buzamiento. Los últimos estadios de deformación probablemente están relacionados con la reactivación de estas fallas.

Palabras clave: Cabalgamiento plegado, foliación, pliegues de arrastre, mecanismos de deformación, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The sequence in the development of structures in the Cuevas de Cañart (CC) syncline (Linking zone in the Iberian Chain), provides an opportunity to understand the distribution of deformation mechanisms in thrusts at shallow crustal levels. The CC basin shows three different structural trends that resulted in the folding of structures with Iberian direction (NW-SE), by subsequent folds showing an E-W direction. The third structural trend, NE-SW, is dominant in the area. The two studied structures are folded thrusts that, at present day, appear as strike-slip faults, parallel or slightly oblique to bedding. Both of them become thrusts after restoring of the second folding stage. The present beds attitudes help to decipher the different mechanisms involved in the deformation along the stratigraphic column: the shallow-dipping thrust in the upper part of the sequence is linked to drag folds in both walls, whereas in the lower part (100 m below, approximately) deformation is resolved by means of a well-developed solution cleavage and brittle faults. The final stages of deformation probably involved the re-activation of some of these faults.

Key-words: Folded thrust, foliation, drag fold, deformation mechanisms, Iberian Chain.

Geogaceta, 75 (2024), 43-46

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100870>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 9/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

El estudio de cabalgamientos plegados permite analizar las características geométricas, asociadas a la deformación en diferentes posiciones de las series estratigráficas, así como descifrar los mecanismos asociados a dicha deformación (ver, por ejemplo, Alonso, 1986; Calvin-Balster y Casas, 2014; Ferrill *et al.*, 2021). La problemática asociada a este análisis radica en la dificultad de la restitución de las etapas responsables del plegamiento.

Uno de los factores que influyen en el reconocimiento de estas estructuras

en series plegadas, es la relación entre las direcciones de los ejes de los pliegues correspondientes a distintas etapas de deformación (dos en el caso más sencillo). Cuando los ejes del plegamiento de las dos etapas coinciden (deformación coaxial en sentido estricto) la identificación de las estructuras correspondientes a cada una de estas dos etapas (salvo en casos de afloramiento excepcional, ver, por ejemplo, Millán *et al.*, 1995) se basa o en los engrosamientos tectónicos, asociados a una duplicación de las series en zonas de cabalgamiento, o en las relaciones geométricas entre capas (cuando existe

una ligera oblicuidad, Millán *et al.*, 1995). En cambio, cuando los ejes de las dos deformaciones son fuertemente oblicuos o perpendiculares, pueden existir ambigüedades en la interpretación de algunas estructuras ya que, dependiendo de su cronología relativa, una misma estructura puede interpretarse como falla de desgarre tardía o cabalgamiento temprano (caso analizado en este trabajo).

En el presente trabajo analizamos un caso de este tipo de estructuras, con el objetivo de dar claves para su identificación. Este aspecto es particularmente interesante en lugares como la Cordillera Ibérica.

rica, donde la interferencia e interacción entre diferentes directrices estructurales, dificulta el reconocimiento de las estructuras formadas en las primeras etapas de la evolución compresiva. Además, el caso estudiado permite discutir sobre los mecanismos de deformación asociados a los despegues menores dentro de las series sedimentarias, fuertemente condicionados por la estratigrafía mecánica de las mismas.

Situación geológica

El sinclinal (o cubeta) de Cuevas de Cañart (CC), está localizado en la Zona de Enlace (Guimerà, 1984, 2018), una de las áreas más interesantes de la Cordillera Ibérica oriental (Fig. 1), por su particular combinación de aspectos estratigráficos y estructurales. En ella confluyen la dirección estructural dominante en la Cordillera Costera Catalana, NE-SW, con las estructuras de dirección típicamente "Ibérica", cuya orientación varía en torno

a NW-SE, aunque no son infrecuentes las directrices N-S y E-W (Canérot, 1974).

El sinclinal de CC es una estructura relevante en el contexto de las cuencas marginales de la Cordillera Ibérica, por el espesor de la serie sedimentaria cenozoica (en torno a 1000 m), y por la variedad de estructuras que aquí se encuentran (Steel Hart *et al.*, en revisión). Esta estructura es de origen continental y está asociada a abanicos aluviales (conglomerados, areniscas y lutitas, fundamentalmente, constituyendo una secuencia globalmente granodecreciente). Debajo, la serie mesozoica muestra las características típicas de las zonas marginales de la cuenca del Maestrazgo (Antolín-Tomás *et al.*, 2007): (1) Triásico en facies Keuper, que constituye el nivel de despegue regional; (2) Jurásico marino, calizas y margas con una potencia en torno a los 500 m; (3) Cretácico inferior compuesto por facies Weald, y la formación Utrillas; (4) Cretácico superior calcáreo.

La estructura del sinclinal de CC está controlada por estructuras de distintas direcciones, que por grado de importancia serían las siguientes:

- pliegues y cabalgamientos de dirección NE-SW, resultado en parte de la reactivación de estructuras anteriores, relacionadas con la formación de la cuenca cretácica del Maestrazgo.
- pliegues de dirección E-W, que limitan el sinclinal de CC por el norte y por el sur y que, de acuerdo con la cronología establecida a partir de las unidades cenozoicas, serían los más tardíos (González, 1989; González *et al.*, 1985). Tanto este grupo de estructuras como el grupo anterior presentan flancos con buzamientos que alcanzan la vertical y, localmente, se presentan invertidos.
- estructuras de dirección "Ibérica", NW-SE, escasas y asociadas a los flancos de las estructuras principales, como las estudiadas en el presente trabajo.

Macroestructura y mesoestructuras

En este trabajo se han analizado dos estructuras localizadas en cada uno de los flancos del sinclinal de CC (Fig. 1).

La estructura 1 (Fig. 1 y 2 a), es un cabalgamiento con un par de pliegues anticlinal-sinclinal asociado al bloque de techo. Los pliegues tienen vergencia hacia NE, y su eje tiene una inmersión 60°SE, con una longitud de onda de aproximadamente 100 m. El desplazamiento, en esta sección del cabalgamiento, estaría en torno a 70 m.

La estructura 2 (Fig. 1 y 2 b y c), consta de una serie de mesoestructuras que, de arriba hacia abajo de la serie estratigráfica (es decir, de N a S), son:

- Pliegues de arrastre, cuyos ejes presentan una orientación 46, 017. Ambos aparecen separados por una superficie de estratificación/falla (rampas de bajo ángulo de orientación aproximada E-W, que hacia el sur se dispone NE-SW).
- Una falla que corta una serie Cenozoica con alternancia de areniscas y lutitas a conglomerados masivos. Asociada, aparece una foliación definida por superficies de presión-disolución bien desarrollada en conglomerados masivos de edad Paleógena (orientaciones de los planos en torno a N-S y verticales, (Fig 2. d, e y f)). Las superficies de presión-disolución rodean los cantos, presentan picos estilolíticos y son relativamente irregulares, con espaciados en general centimétricos.

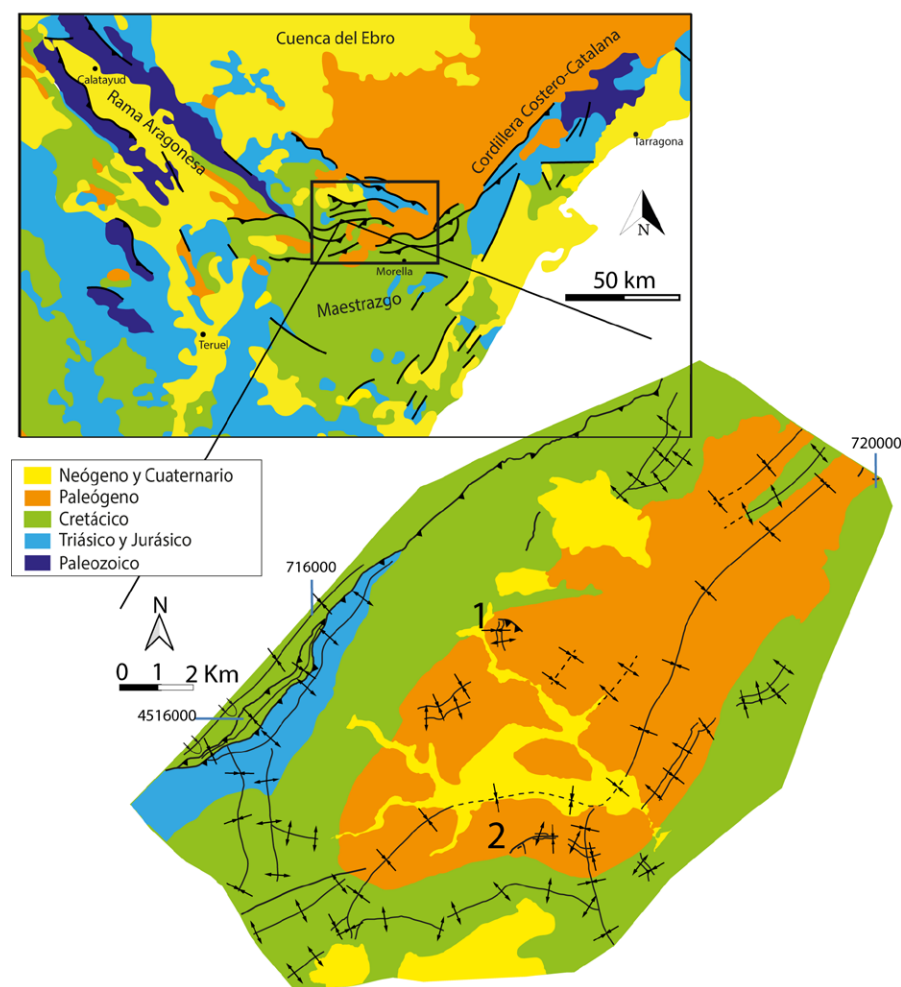


Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio dentro de la Cordillera Ibérica, y destaque de las dos estructuras estudiadas (1 y 2). Coordenadas 30N UTM. Ver figura en color en la web.

Fig. 1. Geological location of the study area within the context of the Iberian Chain, marking the two studied structures (1 and 2). Coordinates 30N UTM. See color figure in the web.

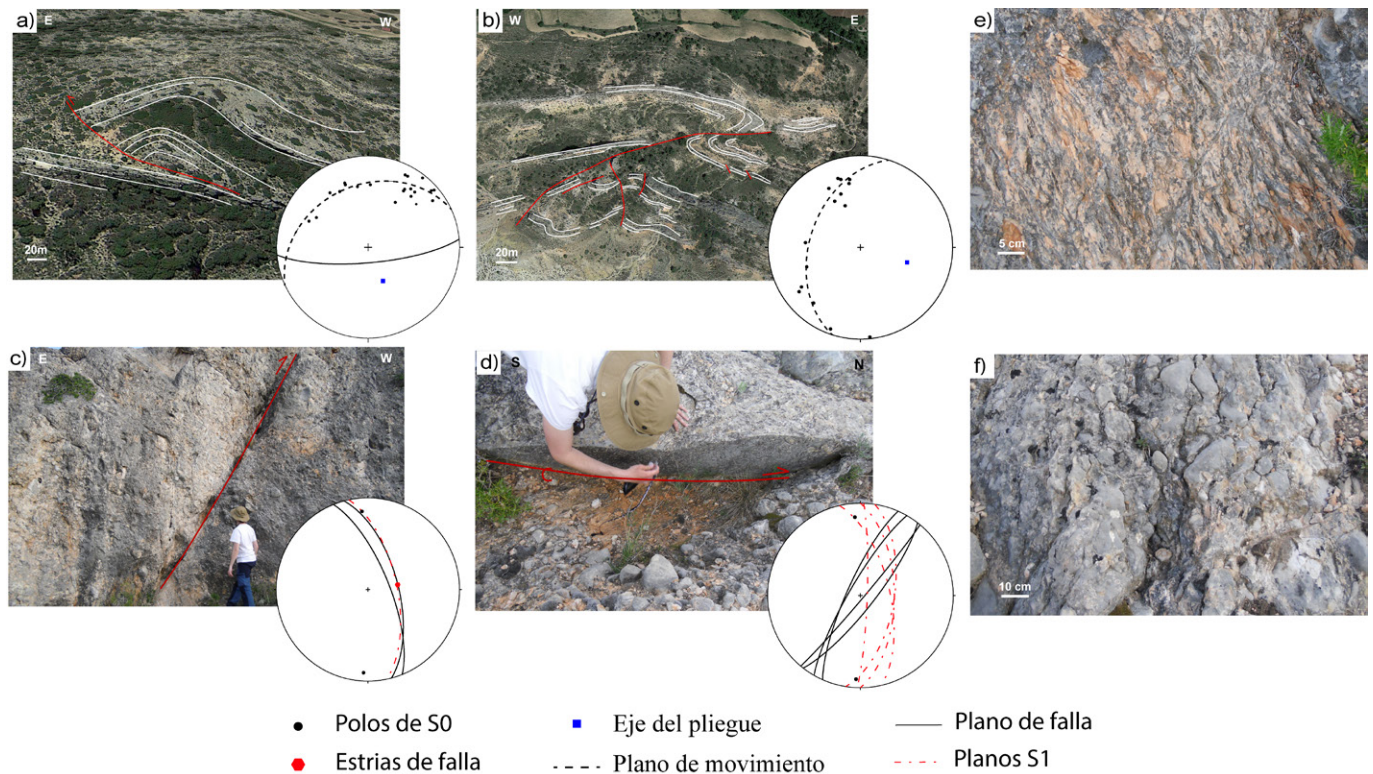


Fig. 2.- a) Cartografía de detalle de la estructura 1, y estereograma correspondiente, mostrando las líneas de capa de las unidades cenozoicas. b) Cartografía de detalle de la estructura 2, y estereograma correspondiente, mostrando las líneas de capa de las unidades cenozoicas. c) Falla inversa con estrías y estereograma correspondiente, ilustrando los planos de foliación de presión-disolución asociados a una zona de cizalla discreta sinistral d) Falla inversa y planos de foliación de presión-disolución asociados a una zona de cizalla diestra y estereograma correspondiente. e) Planos de foliación de presión-disolución en conglomerados con matriz arenosa. f) Planos de foliación de presión-disolución en conglomerados calcáreos.

Fig. 2.- a) Detailed mapping of structure 1, and correspondent stereoplot, highlighting the Cenozoic layers. b) Detailed mapping of structure 2, and correspondent stereoplot, highlighting the Cenozoic layers. c) Reverse fault with striae, and corresponding stereoplot, highlighting the pressure-solution cleavage associated with left-lateral shear planes. d) Thrust and pressure-solution cleavage planes associated with a dextral shear zone, and corresponding stereoplot. e) Pressure-solution cleavage planes in a psammitic unit. f) Pressure-solution cleavage planes in a conglomeratic unit with calcareous pebbles.

Los planos de foliación, en muchos casos con geometría sigmoidal, están asociados a dos tipos de fallas, observadas en el campo: las de dirección NE-SW presentan movimiento dextro mientras que las direcciones próximas a NW-SE presentan movimiento senestro. Ambas, sinistras y diestras, son compatibles con una dirección de acortamiento perpendicular a los planos de foliación. Finalmente, se han identificado superficies de falla en los conglomerados, que muestran estrías con valores de inmersión altos, e indicadores cinemáticos que muestran un movimiento inverso en coordenadas actuales.

Interpretación y discusión

Las estructuras estudiadas (estructuras 1 y 2) admiten una interpretación como fallas direccionales subparalelas a la estratificación. Sin embargo, la geometría de los pliegues asociados a las mismas, y su paralelismo con la estratificación, hace más plausible su interpretación como cabalgamientos que han sido posteriormente plegados e integrados

en los dos flancos opuestos del sinclinal CC. Su disposición geométrica permite relacionarlas dentro de un contexto de deformación a diferentes niveles en la serie estratigráfica Cretácico-Cenozoica.

La formación de foliación debida a aplastamiento (bien por *layer-parallel shortening* o bien como foliación de plano axial), es un fenómeno más común de lo que habitualmente se reconoce en la Cordillera Ibérica. A pesar de que las estructuras se formaron a profundidades muy someras (de unos pocos cientos de metros en la mayor parte de los casos), dado que suele existir sedimentación sintectónica (González, 1989; González *et al.*, 1985). Vernet *et al.* (2019), en áreas cercanas, describen este tipo de foliación en conglomerados de naturaleza calcárea, asociada con una estructura cabalgante (cabalgamiento de Monroyo). En litologías más lutíticas (y unidades más antiguas), también es un fenómeno relativamente común (Liesa *et al.*, 2023; Gil-Imaz y Pocoví, 1994; Gil-Imaz, 1999).

En nuestro caso, la formación de este tipo de foliación puede asociarse a la ge-

neración de fallas inversas en un modelo de tipo Anderson, pero con el eje de compresión localizado en la bisectriz del diedro obtuso (Anderson 1942/1951), que haría aumentar el ángulo entre la dirección de acortamiento y el plano de falla. Esto puede explicarse por el acortamiento producido en el volumen rocoso debido a disolución asociada a la foliación.

La estructura 2 puede interpretarse como un cabalgamiento de bajo buzamiento que ha sido posteriormente basculado con el conjunto del flanco sur del sinclinal de CC, de modo que aparece actualmente en posición subvertical. Las estructuras asociadas, como es el caso de la foliación, habrían sufrido también este proceso de basculamiento.

La relación de la estructura 2 y estructuras previas presentes en la cuenca, resulta algo más hipotética. Aunque no se ha analizado de forma tan exhaustiva, el pliegue asociado a la superficie de cabalgamiento situada en el flanco NW del sinclinal de CC (estructura 1 en Fig. 1) se podría considerar una extensión de la estructura 2, es decir, las dos trazas podrían ser el afloramiento

de una única superficie de cabalgamiento que atraviesa el fondo de la cubeta.

Se puede establecer, de modo tentativo, una relación entre los campos de esfuerzos compresivos definidos para el conjunto de la Cordillera Ibérica (Liesa y Simón, 2009) y la cronología de estructuras deducible a partir del análisis realizado en el sinclinal de CC. Si admitimos la relación entre los dos cabalgamientos plegados estudiados, la dirección de la estructura resultante sería NW-SE. De acuerdo con las direcciones de compresión propuesta por Liesa y Simón (2009), esta estructura podría corresponderse con la compresión "Ibérica", de dirección NE-SW (asumiendo una dirección de compresión aproximadamente perpendicular a la estructura formada).

En cambio, la adscripción de las direcciones de plegamiento E-W, responsables del basculamiento de la estructura, no son tan inmediatas. Tanto la compresión "Bética tardía", NNW-SSE, como la compresión "Pirenaica tardía", N-S a NNE-SSW, son compatibles con esta dirección de plegamiento. En cualquier caso, las estructuras descritas en este trabajo (considerando la unión de las estructuras 1 y 2) son coherentes con las direcciones de acortamiento en el borde N de la Cordillera Ibérica (Liesa y Simón, 2009). Una interpretación alternativa, y más sencilla, es que el cabalgamiento estudiado (estructuras 1 y 2) se formó debido a la reactivación de fallas normales de orientación NW-SE pre-existentes, (ver, por ejemplo, Antolín-Tomás *et al.*, 2007; Liesa *et al.*, 2018). Esta reactivación se habría producido en las primeras etapas de la inversión tectónica de la cuenca Ibérica, probablemente bajo una dirección de acortamiento cercana a N-S. En etapas subsiguientes, la misma compresión N-S daría lugar a estructuras de dirección NE-SW, como resultado de la reactivación de fallas normales mesozoicas, de dirección NE-SW. Finalmente, a ello le seguiría la formación de estructuras de dirección E-W, responsables del plegamiento del cabalgamiento estudiado.

Conclusiones

Las estructuras descritas en el sinclinal de CC permiten establecer un patrón de deformación que no es común en este sector de la cadena, en el que en menos de 100 m se observan estructuras típicas de cobertera (geometría de *thin-skinned* y pliegues de arrastre) a zonas con foliación de alto buzamiento. Es decir, que sus

mecanismos de deformación se producen en un espacio limitado, en ese caso acorde con la escala de las estructuras analizadas. Esto permite resolver algunos problemas que se plantean en relación con la solución del acortamiento hacia niveles inferiores en los cabalgamientos. Una de las posibles soluciones es la horizontalización de los cabalgamientos y su paralelismo con las unidades estratigráficas (el "enraizamiento de los cabalgamientos"). Esta solución ha sido analizada en detalle en otras cadenas (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2013; Paz-Alvarez *et al.*, 2021) pero no tanto en la Cordillera Ibérica donde, sin embargo, existen ejemplos espectaculares de cabalgamientos en unidades competentes (e.g., calizas del Cretácico superior enraizados en las Arenas de Utrillas (Liesa *et al.*, 2023)). Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que existe la posibilidad de que acortamientos se transfieran diferentes niveles estructurales sin invocar despegues significativos entre las diferentes unidades. A la escala estudiada, al menos, se puede combinar una tectónica de *thin-skin* y geometrías a los cabalgamientos, con acortamientos ligados a la formación de foliación en niveles subyacentes.

Contribución de los autores

Lourenço Steel Hart y Antonio Casas: trabajo de campo, representación y discusión de datos, elaboración de hipótesis.

Agradecimientos y financiación

El presente trabajo forma parte del Trabajo de Fin de Máster del primero de los autores. El proyecto PID2019-108753GB-C22 ha contribuido a la financiación de los gastos. Los autores agradecen la contribución de José Luis Simón, Carlos Liesa, Marcos Aurell y Ana Simón en el trabajo de campo y discusiones en gabinete y a Gerardo de Vicente, el editor y un revisor anónimo por sus observaciones y sugerencias.

Referencias

Alonso, J. L. A. (1986). Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
Antolín-Tomás, B., Liesa, C. L., Casas, A. y Gil-Peña, I. (2007). Revista de la Sociedad Geológica de España, 20(3-4), 351-365.
Calvín-Ballester, P. y Casas, A. (2014). Geological Society, London, Special Publi-

cations, 394(1), 39-52.
<https://doi.org/10.1144/SP394.3>
Canérot, J. (1974). Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse.
de Paz-Álvarez, M. I., Llana-Fúnez, S., y Alonso, J. L. (2021). Journal of Structural Geology, 142, 104230.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104230>
Anderson, E. M. (1951) The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver & Boyd, Edinburgo.
Ferrill, D. A., Smart, K. J., Cawood, A. J., y Morris, A. P. (2021). Journal of Structural Geology, 148, 104362.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104362>
Gil Imaz, A. (1999). La estructura de la Sierra de Cameros: deformación dúctil y su significado a escala cortical. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.
Gil Imaz, A., y Pocoví Juan, A. (1994). Revista de la Sociedad Geológica de España, 7(1), 91-113.
González, A. (1989). Análisis tectosedimentario del Cenozoico del borde SE de la depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.
González, A., Pardo, G., Villena, J. y Martínez, B., (1985). Trabajos de Geología 15, 169-177.
Guimerà Rosso, J. J. (2018). Geologica Acta, 16(4), 0427-438.
[10.1344/GeologicaActa2018.16.4.6](https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.4.6)
Guimerà, J. (1984). Geological Magazine, 121(5), 413-420.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800029940>
Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C., y Casas, A. M. (2013). Tectonophysics, 608, 303-318.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.027>
Liesa, C.L., Casas-Sainz, A.M.; Aurell, M., Simón, J.L., Soria, A.R. (2023). Basin Research, 35 (1), 295-335
Liesa, C. L. y Simón, J. L. (2009). Tectonophysics, 474(1-2), 144-159.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.002>
Liesa, C. L., Simón, J. L., y Casas, A. M. (2018). Revista de la Sociedad Geológica de España 31 (2), 23-50.
Millán, H., Pocoví A., y Casas, A. (1995). Revista de la Sociedad Geológica de España, 8(1-2), 73-90.
Steel Hart, L., Casas, A. y Simón, J.L. (en revisión). Journal of structural Geology.
Vernet, E., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Marcén, M. y Osácar, M. C. (2019). Journal of Iberian Geology, 45, 111-127.
<https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2>

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)

Daniel Ruiz Blasco^{1,*} y Teresa Román Berdiel²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. danielrb2802@gmail.com.

² Departamento de Ciencias de la Tierra. Grupo Geotransfer-IUCA. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. mtdjrb@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Ariño sector of the Aragonese Branch of the Iberian Chain (Oliete basin) shows a set of macrostructures resulting from its tectonic evolution: NNW-SSE, E-W and NW-SE trending folds, and a plurikilometric thrust (Sierra de Arcos thrust) detached on the Upper Triassic evaporites. Mesostructures include normal faults forming conjugate systems, stylonitic peaks with two main preferred directions and cleavage planes associated with normal and overturned limbs in the Upper Triassic. The analysis of these structures allows to propose two different hypotheses about the tectonic evolution of this sector of the Iberian Chain during the Cenozoic. The first one deals with several compressional episodes with differently oriented stress axis that generated the tectonic structures present in the study area. The second one is focused in the interpretation of an only N-NNE oriented compression, the different orientation of the structures found resulting from the orientation anisotropy of structural features, resulting from the previous basinal evolution of the area.

Key-words: Iberian Chain, Alpine Orogeny, tectonic structures, stress field, anisotropy.

RESUMEN

El área de Ariño (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, borde norte de la cuenca de Oliete) muestra un conjunto de macroestructuras que resultan de la evolución tectónica de la misma: pliegues con orientación variada (NNO-SSE, E-O y NO-SE), fallas normales conjugadas, y un cabalgamiento plurikilométrico (cabalgamiento de la Sierra de Arcos) enraizado en las evaporitas del Triásico superior. El análisis de estas estructuras permite proponer dos hipótesis acerca de la evolución tectónica de este sector de la Cordillera Ibérica. La primera versa sobre la existencia de varios episodios compresivos de distinta orientación en sus ejes de esfuerzo, que generaron las estructuras tectónicas presentes en la zona de estudio en el contexto de la Orogenia Alpina. La segunda se centra en la existencia de un solo campo de esfuerzos, de orientación N-NNE, y la anisotropía en la orientación de sus elementos, fruto de la presencia de estructuras de origen extensional cretácicas relacionadas con fallas de zócalo.

Palabras clave: Cordillera Ibérica, Orogenia Alpina, estructuras tectónicas, campos de esfuerzo, anisotropía.

Geogaceta, 75 (2024), 47-50

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100902>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La localidad de Ariño (Teruel) se sitúa en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1A), en el margen NO de la subcuenca de Oliete y está integrada dentro del Parque Cultural del Río Martín (Aurell *et al.*, 2017). Se trata de un sector poco estudiado desde el punto de vista de la geología estructural, siendo Oliete la localidad más próxima y mejor revisada en lo que respecta a la evolución tectónica durante la fase de extensión del Mesozoico, por autores como Bordonaba *et al.* (1999), Soria *et al.* (1992) Casas *et al.* (1997) y Aurell *et al.* (2018).

Dada la falta de datos estructurales, este trabajo se plantea con el objetivo de identificar y caracterizar las estructuras tectónicas pertenecientes a la zona de estudio, y presentar una hipótesis acerca de la evolución tectónica del sector durante la fase compresiva de la Orogenia Alpina, lo cual permite evaluar los distintos mo-

delos existentes para el conjunto de la Cordillera Ibérica.

Las hipótesis planteadas se pueden resumir en dos bloques contrapuestos (i) la existencia de una compresión dominante de orientación NNE-SSO y la presencia de elementos de zócalo responsables de la anisotropía de la orientación de las estructuras (Casas *et al.*, 1997), y (ii) la actuación de varios campos de esfuerzo compresivos de diferentes orientaciones, responsables de las distintas orientaciones de las estructuras (Liesa, 2000; Simón y Liesa, 2011).

Marco geográfico y geológico

La zona de estudio abarca los alrededores de la localidad turolense de Ariño, situada a lo largo del curso del río Martín y delimitada en su margen N por la zona recreativa "La Casilla", una de las ubicaciones con los afloramientos de mayor

relevancia dentro del sector, y al S por el pico "La Atalaya" (Fig. 1B).

Los materiales más antiguos presentes en la zona de estudio pertenecen a la Facies Keuper, constituida por lutitas versicolores, yesos y margas yesíferas, y a las dolomías tableadas de la Formación Imón (Triásico Superior). A continuación, aflora la serie del Jurásico Inferior, conformada por una secuencia de margas y calizas que se suceden de forma continua hasta los carbonatos de la Formación Chelva (Jurásico Medio). Apoyándose discordante sobre los materiales de edad jurásica, la serie del Cretácico Inferior aflora continua, a excepción de la Formación Blesa (Aurell *et al.*, 2017) ausente en la zona, hasta las arenas y arcillas versicolores de la Formación Utrillas. En contacto discordante sobre la serie cretácica, encontramos materiales detríticos pertenecientes al Paleógeno y finalmente depósitos cuaternarios de terraza y glacia.

La zona de estudio durante el Mesozoico estuvo condicionada por la tectónica extensional, la cual configuró la subcuenca de Oliete, y dio lugar a varias estructuras extensivas, principalmente correspondientes a los tróncos triásico-jurásico y jurásico-cretácico como apuntan varios autores (Bordonaba y Aurell, 2001; Soria *et al.*, 1992; Aurell *et al.*, 2018). La zona de estudio se encuentra en el margen septentrional de la subcuenca de Oliete y debido a ello presenta un menor depósito de la serie jurásico-cretácica con respecto al depocentro de la subcuenca e incluso episodios de exposición subaérea (Delvene *et al.*, 1997).

Metodología

Previo al trabajo de campo, se realizó un estudio de la zona mediante fotografía aérea en Google Earth Pro, utilizando como base la hoja 467 (Muniesa) del Mapa Geológico de España 1:50.000 (Ríos *et al.*, 1981).

El trabajo de campo consistió en la medida de orientaciones de capas y estructuras a escala de afloramiento.

Esta información fue inmediatamente incorporada al software SW Maps, del cual

era trasladada a ArcGIS para la elaboración de la cartografía geológica, georreferencia y tratamiento. Otra de las herramientas indispensables durante la realización de este trabajo fue el software Stereonet (Allmendinger *et al.*, 2013) mediante el cual han sido representadas las direcciones de las estructuras tectónicas en proyección esteoreográfica y se ha aplicado sobre ellas métodos clásicos de análisis direccional.

Resultados

En la Figura 1B y 1C aparece representada la cartografía geológica sintética realizada en base a los datos obtenidos durante el trabajo de campo, además de dos cortes geológicos I-I' y II-II' localizados en la misma.

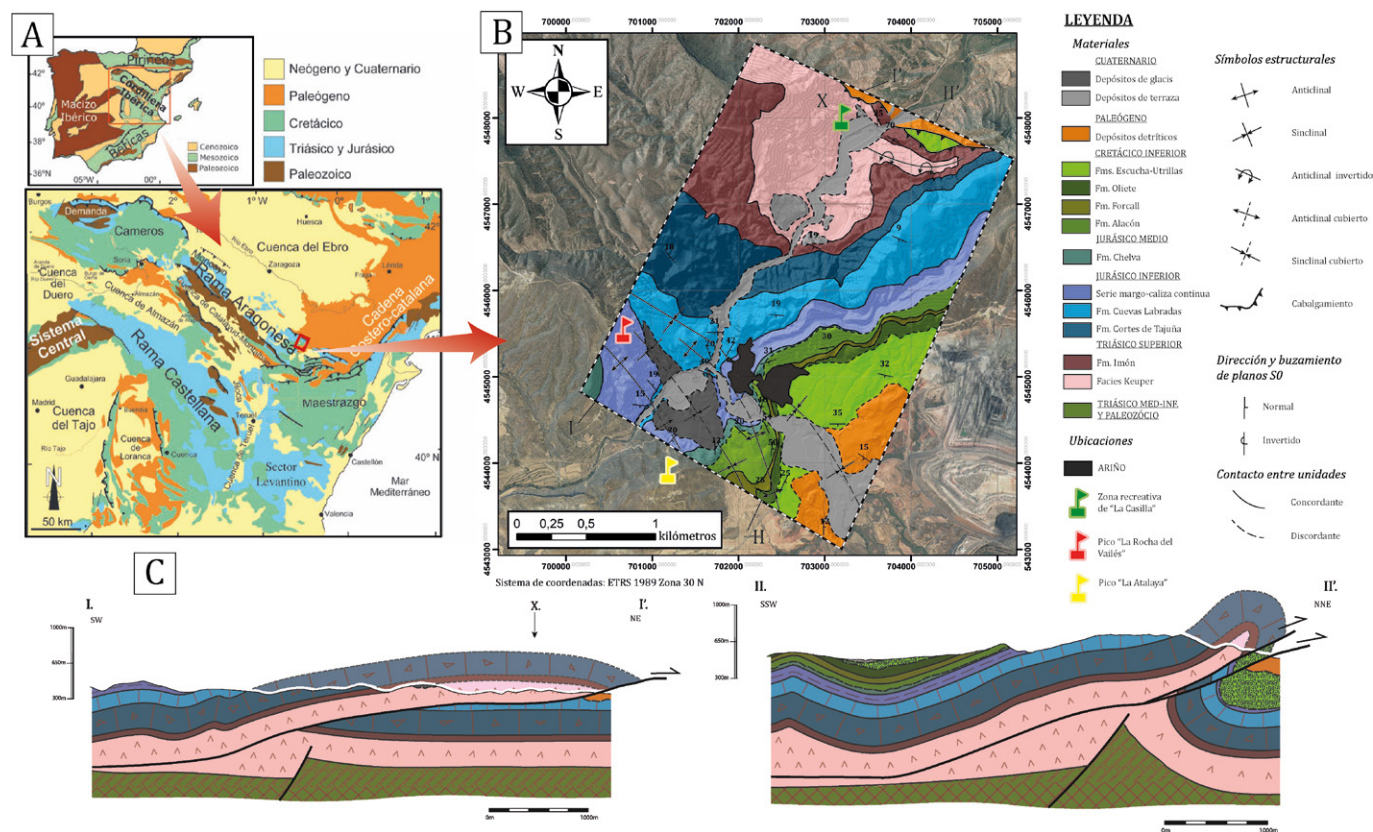
La zona de estudio ha sido dividida en dos sectores. Por un lado, la zona S, caracterizada por los afloramientos de la serie carbonatada jurásico-cretácica y la presencia de pliegues de escala cartográfica, picos estilolíticos y fallas normales. Por el otro lado, la zona N, donde los materiales del Triásico Superior se sitúan en contacto con los depósitos detríticos de edad paleógena a favor del Cabal-

gamiento de la Sierra de Arcos (Fig. 1C). Además, en el afloramiento próximo al cabalgamiento donde los materiales en facies Keuper se encuentran fuertemente deformados, se han caracterizado varios pliegues de distinta entidad y geometría, así como planos de esquistosidad.

Zona S: Estructuras en la serie jurásico-cretácica

Se han definido una sucesión de pliegues que afectan a los materiales de edad jurásica y cretácica situados en las proximidades de Ariño (Fig. 2A). Este tren de pliegues presenta en cartografía una dirección de ejes curvos que cambian de dirección ONO-ESE en el sector occidental a dirección NO-SE para el caso de los sinclinales y NNO-SSE para el caso del anticlinal, en el sector oriental. Estos pliegues comparten un sentido de inmersión S en sus ejes, de dirección SE en el caso de los sinclinales y SSE para el anticlinal.

En la Formación Cuevas Labradas (Jurásico Inferior) han sido identificadas diversas fallas de componente normal. En uno de los afloramientos próximos al curso del río Martín, estas conforman un sistema de fallas conjugadas (Anderson, 1951, Fig.



2B). Dichas fallas presentan altos valores de buzamiento y direcciones E-O, con desplazamientos centimétricos. También han sido identificadas fracturas de geometría similar pero desplazamiento nulo o milimétrico en las dolomías de la Fm. Imón.

En cuanto a las medidas de orientación de picos estilolíticos, estas han sido realizadas en varias estaciones distribuidas a lo largo de los afloramientos de la Fm. Cuevas Labradas, Formación Alacón y Formación Oliete (Cretácico Inferior). Se define un máximo principal de dirección NNE-SSO y un máximo secundario en dirección NO-SE (Fig. 2C).

Zona N: Deformación en la Facies Keuper junto al cabalgamiento de Sierra de Arcos

El Cabalgamiento de la Sierra de Arcos recorre el margen NE de la zona de estudio con una traza de dirección NO-SE y E-O, poniendo en contacto las lutitas y yesos de la Facies Keuper y los carbonatos de Fm. Imón en el bloque superior con los depósitos detríticos de edad paleógena del bloque inferior.

Próximo al frente de cabalgamiento, la Facies Keuper se encuentra fuertemente deformada en una sucesión de pliegues tumbados con planos axiales inclinados hacia el S (Fig. 3A). Estos pliegues han sido clasificados en función de su entidad en principales, parásitos (adsritos a los flancos de los pliegues de mayor tamaño), secundarios (en el interior de las charnelas de los principales) y de escala deci- a centimétrica plegando la laminación. Las direcciones de sus planos axiales son diversas, pero se pueden distinguir dos poblaciones, una mayoritaria NO-SE y una secundaria E-O.

En los interestratos margosos presentes en este afloramiento de la Facies Keuper, se han tomado medidas de planos de esquistosidad, subparalelos a los planos axiales de los pliegues. De ellos se ha inferido una dirección de acortamiento N-S de acuerdo con el máximo de los polos de los planos de esquistosidad (Fig. 3B).

Discusión e interpretación

La zona de estudio comprende el bloque superior del Cabalgamiento de la Sierra de Arcos, el cual se ha interpretado como un cabalgamiento nucleado en la discontinuidad de una falla normal Mesozoica heredada, producido por el desacople

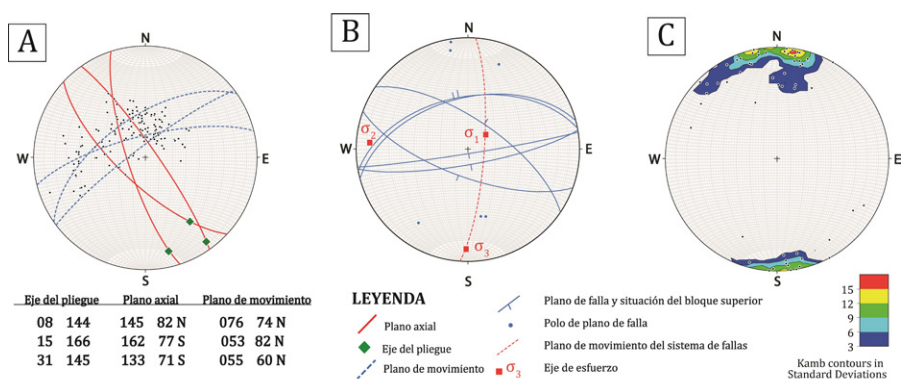


Fig. 2.- A) Representación en proyección estereográfica de la orientación de los pliegues de la serie jurásica-cretácica. B) Sistema de fallas conjugadas normales de Anderson en proyección estereográfica en el afloramiento de la Fm. Cuevas Labradas, próximo al pico de "La Rocha del Vailés" (Fig. 1A). C) Diagrama de densidades y proyección estereográfica de orientaciones de picos estilolíticos. Ver figura en color en la web.

Fig 2.- A) Stereoplot of bedding directions in the Jurassic-Cretaceous series. B) Stereoplot of the normal conjugate fault system in the Cuevas Labradas Fm., near the peak of "La Rocha del Vailés" (Fig. 1^a). C) Density diagram and stereoplot of stylolite peak orientations.

ple de la Facies Keuper, que actúa como nivel de despegue del cabalgamiento que se habría formado durante la compresión de la Orogenia Alpina (Casas *et al.*, 1997).

En base a su geometría, orientación y materiales a los que afectan, la formación de las estructuras extensionales descritas en materiales jurásicos y de edad Triásico Superior (Fm. Imón) ha sido interpretada como resultado del esfuerzo de tracción generado por el desacople de la Facies Keuper durante la migración de la misma en la formación del cabalgamiento.

Las direcciones generales de los grupos de estructuras caracterizados en la zona de estudio son los representados en la Figura 4.

Partiendo de este punto, se han contemplado dos posibles hipótesis sobre la evolución tectónica de este sector de la

Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica durante la Orogenia Alpina.

Hipótesis I: Cambios en la orientación de los campos de esfuerzo

Esta hipótesis sostiene la existencia de varias orientaciones de los campos de esfuerzo compresivos durante diferentes etapas de la Orogenia Alpina que afectaron a la zona de estudio.

En base a los estudios de Liesa (2000) se puede establecer una relación temporal en función de la orientación del eje principal de esfuerzos. Así pues, este sector se vería afectado en primera instancia por una compresión temprana de orientación E-O, que provocaría la formación del anticlinal de dirección NNO-SSE en la serie jurásica-cretácica, seguida de la compresión

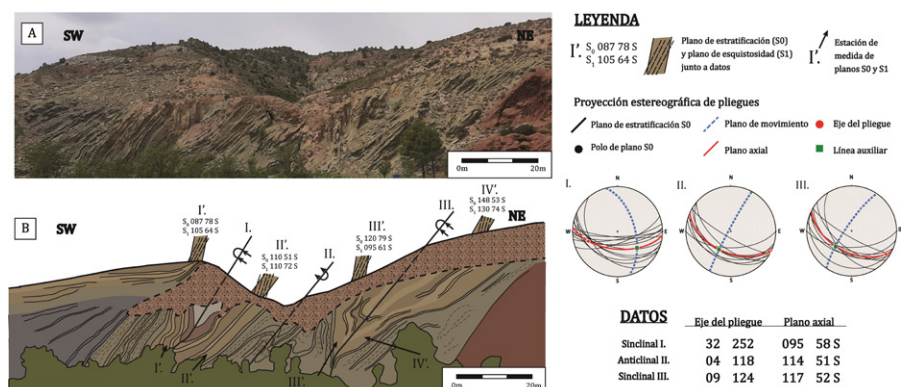


Fig. 3.- A) Panorámica de las estructuras desarrolladas en el Triásico Superior en el afloramiento de próximo al cabalgamiento de la Sierra de Arcos. B) Esquema estructural de los pliegues principales de la sucesión presentes en el afloramiento, junto a las representaciones en proyección estereográfica de los mismos. Se muestra la relación angular entre el buzamiento de los planos de estratificación, S0, y los planos de esquistosidad S1.

Fig. 3.- A) Panoramic view of the structures developed in the Upper Triassic in the outcrop near the Sierra de Arcos thrust. B) Structural sketch and stereoplot of the main folds present in the outcrop. slightly deep. See color figure in the web.

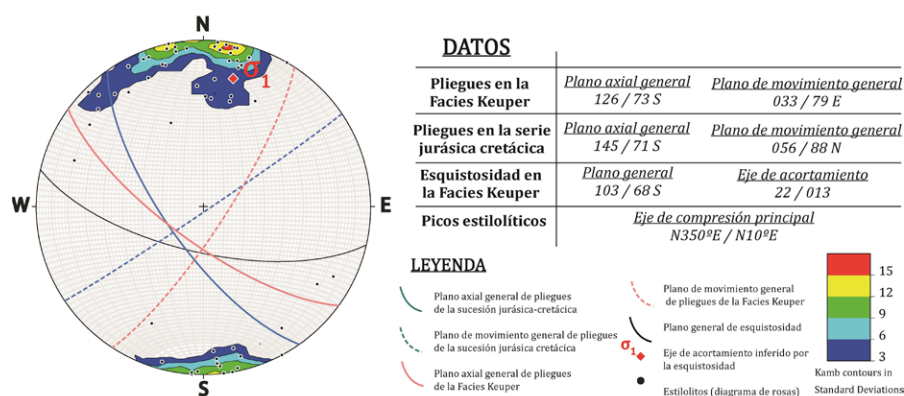


Fig. 4.- Proyección estereográfica de las orientaciones generales de los conjuntos de estructuras descritos; plegues en el afloramiento de la facies Keuper, plegues de la serie jurásica-cretácica, planos de esquistosidad de la facies Keuper y picos estilolíticos.

Fig. 4.- Stereoplot of the general orientations of the described sets of structures; folds in the outcrop of the Keuper facies, folds of the Jurassic-Cretaceous series, cleavage planes of the Keuper facies and stylolitic peaks. See color figure in the web.

NE-SO responsable de los sinclinales que afectan a la serie, varios de los plegues en la Facies Keuper y la formación de los segmentos de orientación NO-SE del cabalgamiento de la Sierra de Arcos. A continuación, el eje principal de esfuerzos pasaría a presentar una orientación N-S, que provocaría el resto de deformaciones descritas en la Facies Keuper y la formación de picos estilolíticos en los carbonatos mesozoicos y los segmentos restantes del cabalgamiento de la Sierra de Arcos de orientación E-O.

Hipótesis 2: Compresión N-NNE y generación de distintas orientaciones de las estructuras debidas a anisotropías previas

La segunda hipótesis parte de considerar un campo de esfuerzos compresivo o dirección de acortamiento de orientación N-NNE, como responsable de la formación de las estructuras tectónicas presentes en el sector y generadas durante la compresión Cenozoica. Esta orientación queda reflejada en estructuras tales como los picos estilolíticos y planos de esquistosidad en la Facies Keuper, al igual que en varios plegues en el afloramiento de la zona recreativa "La Casilla". La orientación de los plegues en materiales mesozoicos vendría determinada por la presencia de las discontinuidades ocasionadas por las fallas normales Mesozoicas de basamento (Casas et al., 1997) que imprimirían una anisotropía de zócalo y cobertera, responsable de las orientaciones de las estructuras compresivas oblicuas con respecto a la dirección de acortamiento durante el proceso de deformación de estos materiales.

En relación con esta hipótesis, cabe contemplar la posibilidad de la presencia de cuerpos diapíricos o salt-walls asociados a la Facies Keuper, que se habrían formado durante la extensión Mesozoica o por migración de esta facies durante una etapa temprana de la formación del cabalgamiento de la Sierra de Arcos. Estas estructuras se corresponderían con las discontinuidades ocasionadas por las fallas normales Mesozoicas y serían responsables de la anisotropía de zócalo y cobertera.

La realización de un estudio futuro podría arrojar más información a cerca de la Facies Keuper y su importancia dentro de la evolución y configuración estructural actual de la zona de estudio.

Conclusiones

Se han identificado una serie de estructuras tectónicas en la zona de estudio, comprendida en las inmediaciones de la localidad turolense de Ariño. En su mayor parte están relacionadas con la compresión que afectó a la Cordillera Ibérica durante el Cenozoico. Los datos obtenidos son compatibles con dos hipótesis extremas: i) la secuencia de varias direcciones de compresión aproximadamente perpendiculares a los ejes de los plegues, y ii) la generación de estructuras asociadas a estructuras de basamento bajo una dirección de acortamiento homogénea.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-108753GB-C22 de la Agencia Estatal de Investigación (AEI/10.13039/501100011033), y por el

Gobierno de Aragón (E32_20R: Grupo de Investigación Geotransfer).

Agradecemos al Dr. Antonio Casas Sainz su colaboración durante las distintas fases de realización del trabajo.

Los autores agradecen los comentarios de los revisores, que sin duda han ayudado a mejorar este trabajo.

Referencias

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. y Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the revised second edition (1963), 206 pp.
- Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I. y Casas, A. (2017). *Guía de geología y paleontología del Parque Cultural del Río Martín*, Edición Renovada. Asociación Parque Cultural del Río Martín, Ariño, 151 pp.
- Aurell, M., Soria, A.R., Bádenas, B., Liesa, C.L., Canudo, J.I., Gasca, J.M., Moreno-Azanza, M., Medrano-Aguado, E. y Meléndez, A. (2018). *Journal of Iberian Geology* 44(2), 285-308. <https://doi.org/mx3v>
- Bordonaba, A. P. y Aurell M. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14(1-2), 135-146.
- Bordonaba, A. P., Aurell M. y Casas, A. (1999). *Geogaceta* 25, 43-46.
- Casas, A. M., Cortes, A. L., Liesa, C. L., Meléndez, A. y Soria, A. R. (1997). *Cuadernos de geología ibérica* 23, 243-268.
- Delvene, G., Meléndez, G., Bello, J. y Pérez, I. (1997). *Cuadernos de geología ibérica* 23, 269-300.
- Liesa, C.L. (2000). *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 760 pp.
- Liesa, C.L., Casas, A. M. y Simón, J.L. (2018). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 23-50.
- Ríos, L.M., Beltrán, F.J., Lanaja, J.M. y Marín, F.J. (1981). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*, Hoja 467 Muniesa.
- Simón, J.L. y Liesa, C.L. (2011). *Geological Society of London, Special Publications* 349, 77-79.
- Soria, A.R., Vennin, E. y Meléndez, A. (1992). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 8(1-2), 47-61.

Nuevo yacimiento de trilobites en la Formación Agüeira (Ordovícico Superior) del sinclinorio 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 synclinorium (West Asturian-Leonese Zone, NW Spain) and its stratigraphical interest

Sara Romero^{1*}, Sofia Pereira², Ramiro López Medrano³, Francisco Arias Ferrero⁴, Isabel Rábano⁵, Jorge Colmenar⁵ y Juan Carlos Gutiérrez-Marco⁶

¹Área de Paleontología, Dpto. GEODESPAL, Facultad CC. Geológicas, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid. sarome01@ucm.es

²Departamento de Ciências da Terra, Centro de Geociências, Univ. Coimbra, Rua Sílvio Lima, 3030-790 Coimbra (Portugal). ardi_eu@hotmail.com ORCID 0000-0003-1117-6629

³Servicio de Microbiología y Parasitología, Complejo Asistencial Universitario de León, Altos de Nava s/n, 24005 León. ramirofos@yahoo.es ORCID 0000-0003-2148-9936

⁴Asociación Montes Aquilianos, Avda. de los Escritores 10, 24404 Ponferrada, León. farias@villablanca.e.telefonica.net

⁵IGME-CSIC, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es, j.colmenar@igme.es

⁶Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Dr. Severo Ochoa 7-4^o, 28040 Madrid. jcgrapto@ucm.es

*Corresponding author

ABSTRACT

A new paleontological locality in the Ordovician of northwestern Spain is presented, situated north of Ponferrada (León province), on the southern flank of the Vega de Espinareda synclinorium. This is the eighth locality with skeletal fossils found in the Agüeira Formation (Upper Ordovician) of the Navia-Alto Sil Domain of the West Asturian-Leonese Zone, and the first recorded in the lower half of the Formation. The new locality is very close to its reference section in the fluvial gorge between the towns of Congosto and Santa Marina del Sil, where these lower beds were interpreted as distal facies of a submarine turbiditic fan, adjacent to the basinal plain. However, the trilobites, brachiopods and mollusks here studied, which do not seem to have been transported due to their little to no disarticulation, reveal an assemblage typical of much shallower shelf environments, with oxygenated seafloor as demonstrated by the abundance of horizontal burrows. The record of the trilobites *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr) and *Dalmanitina n. sp. (D. rabanoae Pereira, n. n.)* indicates an early Berounian (=early Sandbian) age, which opens the possibility that the Middle/Upper Ordovician boundary could be placed in the studied area within the lower 400–500 m of the Agüeira Formation.

Key-words: Ordovician, Iberian Massif, West Asturian-Leonese Zone, Agüeira Formation, biostratigraphy.

RESUMEN

Se presenta una nueva localidad paleontológica del Ordovícico del noroeste de España, ubicada en el flanco meridional del sinclinorio de Vega de Espinareda, al norte de Ponferrada (provincia de León). Se trata de la octava localidad con fósiles esqueléticos encontrada en la Formación Agüeira (Ordovícico Superior) del Dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa, y la primera ubicada en la mitad inferior de la formación. El nuevo yacimiento se sitúa muy próximo a su sección de referencia de la garganta fluvial entre las localidades de Congosto y Santa Marina del Sil, donde estos niveles eran interpretados como facies distales de un abanico submarino, en una sedimentación predominantemente turbidítica. Pero los trilobites, moluscos y braquiópodos encontrados, que por su escasa a nula desarticulación no parecen transportados, revelan una asociación propia de ambientes de plataforma mucho más someros, con fondos oxigenados como revela la alta concentración de galerías horizontales. La presencia de los trilobites *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr) y *Dalmanitina n. sp. (D. rabanoae Pereira, n. n.)* indica una edad Berouniense temprano (= Sandbiense temprano), lo que abre la posibilidad de que el límite Ordovícico Medio/Superior se sitúe en los 400–450 m basales de la Fm. Agüeira en el sector estudiado.

Palabras clave: Ordovícico, Macizo Ibérico, Zona Asturoccidental-leonesa, Formación Agüeira, biostratigrafía

Geogaceta, 75 (2024), 51–54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100693>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La Formación Agüeira (Marcos, 1970) es una potente sucesión (1000–1500 m) de areniscas y pizarras con características turbidíticas, que se halla representada en el Dominio del Navia-Alto Sil de la Zona Asturoccidental-leonesa, y se atribuye al Ordovícico Superior -*sensu lato*- en virtud

de su posición estratigráfica, corroborada por contados hallazgos paleontológicos. Aparte de las trazas fósiles estudiadas por Crimes *et al.* (1974), ninguno de los braquiópodos y trilobites mencionados en dos localidades del Dominio del Navia (Marcos, 1970, 1973, con referencias) o en las cinco ubicadas en el Alto Sil (Pérez Estaún, 1974, 1978; Pulgar *et al.*, 1981;

Pérez-Estaún *et al.*, 1990) han sido previamente ilustrados. Los niveles fosilíferos se sitúan siempre hacia la parte media o superior de la Formación y fueron asignados clásicamente al "Caradoc".

En esta nota se presenta el primer hallazgo de trilobites y braquiópodos en la parte inferior de la Formación Agüeira, en un punto contiguo a la conocida sección

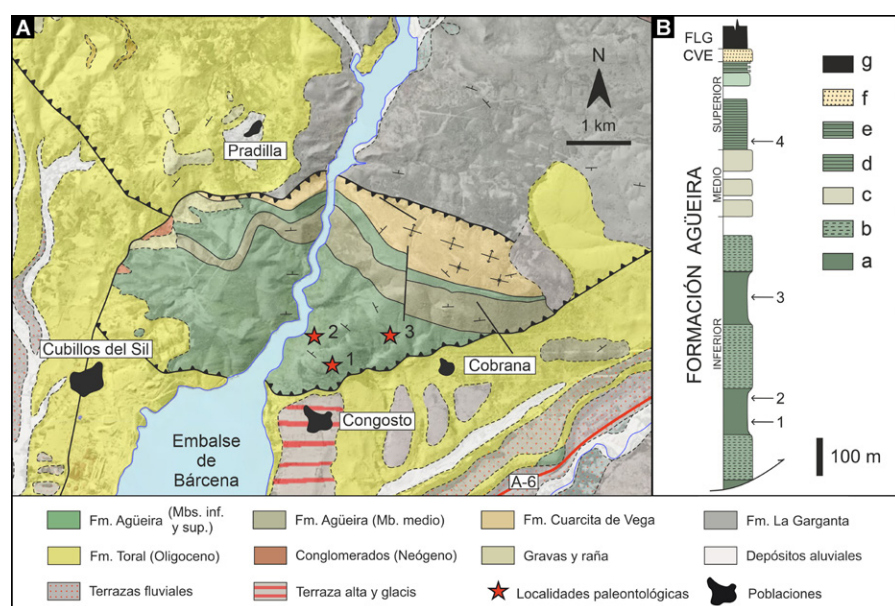


Fig. 1.- A, Esquema geológico del área al norte de Congosto (León), con indicación de las localidades fosilíferas citadas en el texto. Los tres “miembros” (Mbs.) informales de la Fm. Agüeira equivalen a los tramos diferenciados por Rodríguez Fernández *et al.* (2021, p. 16). B, Columna estratigráfica esquemática, adaptada de Pérez Estaún (1978, fig. 9), con la posición del yacimiento de trilobites al este del Santuario de la Virgen de la Peña (1), nivel con quitinozoos en la carretera a Santa Marina del Sil (2), yacimiento de trilobites objetos del presente estudio (3) y proyección del yacimiento de Noceda (flanco norte del Sinclinorio) realizada por el autor de la columna (4). Litologías: a, pizarras negras; b, limolitas finamente laminadas; c, areniscas blancas en bancos gruesos; d, limolitas negras laminadas; e, alternancia de pizarras y areniscas; f, cuarcitas blancas en capas de hasta 0,5 m con grandes laminaciones cruzadas; g, pizarras negras graptolíticas. CVE, Formación Cuarcita de Vega de Espinareda; FLG, Formación La Garganta (Silúrico). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A, Geological sketch of the north area of Congosto (León province), with indication of the fossil localities (1-3) mentioned in the text. The three informal “members” (Mbs.) of the Agüeira Formation are equivalent to the respective beds differentiated by Rodríguez Fernández *et al.* (2021, p. 16). B, Schematic stratigraphic log, adapted from Pérez Estaún (1978, fig. 9), with the position of (1), the trilobite locality to the east of the Sanctuary of the Virgen de la Peña; (2), sample with chitinozoans on the road to Santa Marina del Sil; (3) the new trilobite locality (this paper); (4), original correlation of upper Berounian fossil locality of Noceda, in the northern flank of the synclinorium. Lithologies: a, black shales; b, finely laminated siltstones; d, white sandstones in thick beds; e, laminated black siltstones; e, alternating shales and siltstones; f, White quartzites in beds up to 0.5 m with large cross laminations; g, graptolitic black shales. CVE, Cuarcita de Vega de Espinareda Fm.; FLG, La Garganta Fm. (Silurian). See color figure in the web.

de la carretera de Congosto a Santa Marina del Sil, al nor-noreste de Ponferrada (León), ilustrándose material de los taxones identificados, de gran interés estratigráfico y paleoambiental.

Situación geológico-geográfica

La zona estudiada se sitúa en el flanco sur del sinclinorio de Vega de Espinareda, en un sector del borde septentrional de la Cuenca Cenozoica del Bierzo. En dicho sector, un gran cabalgamiento alpino superpone los materiales del Ordovícico Superior y Silúrico a los de la Formación Toral del Oligoceno (Fig. 1). La sucesión paleozoica aflora en el valle del río Sil, al norte del pueblo de Congosto (León), a la altura del Embalse de Bárcena. En la carretera local entre Congosto y Santa Marina del Sil, ubicada al norte, se localiza una de las secciones de referencia de la

Formación Agüeira para el Dominio del Alto Sil (Pérez Estaún, 1978, fig. 9). Hasta la fecha, los únicos datos paleontológicos del sector consistían en el hallazgo de varios ejemplares del trilobites “*Calymene tristani*” y de algunos lingúlidos en las antiguas loseras del Santuario de la Virgen de la Peña (Fig. 1A, loc. 1), citados por Hernández-Sampelayo (1924, p. 14). El punto fue atribuido a la parte alta de las Pizarras de Luarca por Gutiérrez-Marco *et al.* (1999, p. 33), sin añadir datos paleontológicos de interés. Durante la exploración paleontológica de la sección de la carretera en el año 1990, una muestra palinológica tomada por JCG-M en la parte baja de la Formación Agüeira (Fig. 1A, loc. 2) produjo restos de quitinozoos, pero éstos no llegaron a estudiarse.

El nuevo yacimiento se sitúa en el paraje de La Tueca, en el talud de un camino que desciende por la margen izquierda

del Arroyo del Valle, próximo a su cabecera, a unos 1900 m al NE del pueblo de Congosto (Fig. 1A, loc. 3). Allí afloran unos 5 m de pizarras fosilíferas a lo largo de 50 m de camino, con numerosas manchas ferruginosas debido a la oxidación de concentraciones piritosas, también en parte vinculadas con halos de alteración de icnofósiles horizontales. Éstos corresponden a galerías simples y muy delgadas (1-4 mm), que pueden superar los 10 cm de longitud. Además de los icnofósiles, las pizarras contienen restos deformados de moluscos, braquiópodos y trilobites, que se detallan e ilustran parcialmente en el apartado siguiente. Las coordenadas aproximadas para el nuevo yacimiento paleontológico son 42°37'50" N, 6°30'22" O. Desde el punto de vista estratigráfico, el horizonte estudiado se correlaciona lateralmente con el segundo de los potentes tramos de “pizarras negras escasamente laminadas” (150 m), diferenciados en el tramo inferior de la Formación Agüeira por Pérez Estaún (1978, fig. 9), si bien su posición sólo se representa de manera tentativa en la Fig. 1B. De acuerdo con Pérez Estaún y Marcos (1981, fig. 1) la sucesión local correspondería íntegramente a facies de abanico externo no canalizado próximo a la planicie de fondo de cuenca, una interpretación que se mantiene para el tramo inferior de la Formación que contiene los horizontes fosilíferos (Rodríguez Fernández *et al.*, 2021, p. 16).

Resultados paleontológicos

Los fósiles esqueléticos son bastante escasos en el yacimiento, si bien el arreglo reciente de la cuneta del camino generó abundantes bloques que posibilitaron un muestreo intensivo. En total se identificaron dos especies de trilobites diferentes, un braquiópodo y tres moluscos, que se presentan como moldes internos y externos deformados tectónicamente, con un relieve variable en función de su orientación frente a la lineación tectónica. Los fósiles no trilobíticos comprenden un braquiópodo heterórtido (*Tissintia* sp.), representado por acumulaciones de valvas disociadas (dorsales y ventrales), en ocasiones acompañadas por raros ejemplares de una concha planoespiral, que tanto pudiera pertenecer a un gasterópodo bellerofontido como a un tergomiido cyrtónellido. Otros moluscos presentes son

bivalvos paleotaxodontos dotados de un fuerte septo miofórico anterior y con una morfología semejante a *Cardiolaria*, pero indeterminables a falta de la dentición cardinal. También se encontraron restos de cefalópodos nautiloideos ortoconos, representados por moldes en hueco de fragmoconos y por grandes cámaras de habitación aplastadas (12-25 cm de longitud). Dos de ellas se prolongan hacia atrás en un grueso sífinculo excéntrico al eje de la concha, por lo que podrían ser endocerátidos.

Los trilobites merecen tratamiento aparte por ser algo más frecuentes y resultar identificables, si bien su diversidad se limita a dos especies. La más abundante es el calimenino *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr), del que se registran esqueletos completos y articulados, aunque también mudas carentes de librigenas (Fig. 2A-C). Algunos ejemplares alcanzan di-

mensiones extraordinarias por causa de la deformación tectónica (hasta 16 cm de longitud axial, por un promedio de 10 cm para los adultos no deformados de otros yacimientos), pero su morfología general y los surcos pigidiales poco profundos resultan claves para su identificación. La segunda especie es un trilobites dalmanitoideo representado por cefalones y pigidios aislados, correspondiente al género *Dalmanitina* (Fig. 2D-I), cuyas características lo aproximan a la forma armoricana *Dalmanitina* aff. *acuta* Hamman, descrita por Henry (1980) en el Macizo Armoricano francés. Sin embargo, tanto ésta como los ejemplares bercianos se parecen (y se distinguen de *D. acuta*) por 1) un índice ocular relativamente bajo ($A/Gn=25\%$), 2) por la presencia de fosetas en las áreas genales, 3) porque los surcos interpleurales del pigidio son muy superficiales, 4) por el número de anillos ra-

quidiales (10) y 5) por los surcos pleurales profundos y lisos, definiendo 6 costillas. El conjunto de estos caracteres la diferencia de las restantes especies de *Dalmanitina* descritas en el ámbito perigondwánico, con excepción del taxón armoricano citado en nomenclatura abierta, y una nueva especie descrita en Portugal en una tesis doctoral inédita (Pereira, 2017), que de momento carece de validez nomenclatural. Se trata de *Dalmanitina* "*rabanoae*" Pereira, 2017 (*nomen nudum*), con la que comparte otras características, como el recorrido del surco lateral cefálico, que se continúa hasta el ángulo genal, donde se conecta con el surco del borde posterior (Fig. 2E) y tiene, aparentemente, una hilera de fosetas en el surco interpleural (Fig. 2D, 2G). Por todo ello, hemos identificado provisionalmente a estos ejemplares como *Dalmanitina* n. sp. (*D. rabanoae* Pereira, n. n.).

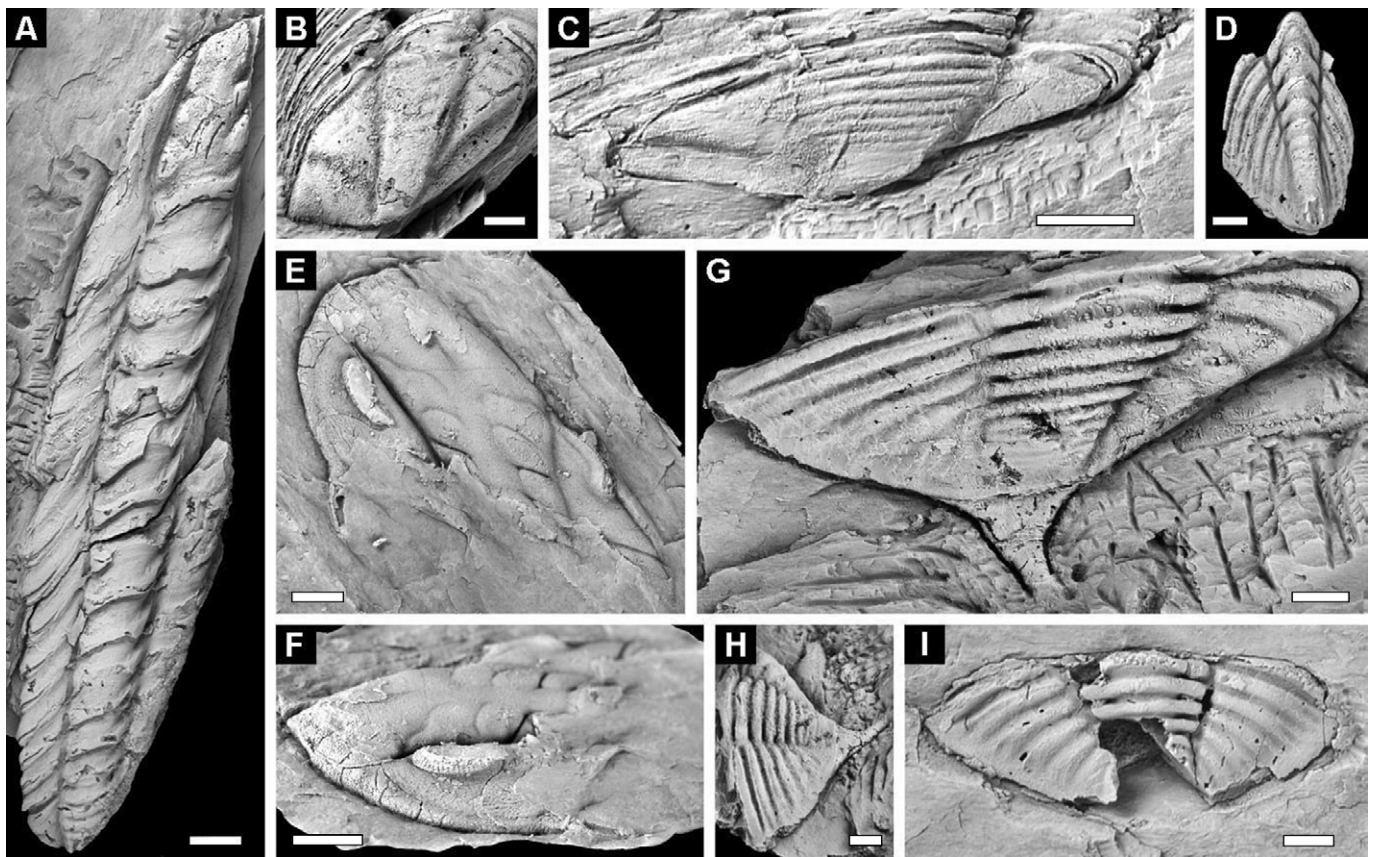


Fig. 2.- Trilobites del Berouniense inferior (Sandbiense 1) de la parte inferior de la Formación Agüeira, Congosto (León). A-C, *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr): A, exuvio completo sin librigenas, MB-P100, deformado longitudinalmente; B, detalle del pigidio de otro ejemplar, MB-P101; C, pigidio de un ejemplar incompleto, deformado transversalmente, MB-P102. D-I, *Dalmanitina* n. sp. (*D. rabanoae* Pereira, n. n.): D, pigidio sin punta caudal, MB-P103; E-F, cefalón MB-P104 en vista dorsal (E) y lateral oblicua (F); G-H, pigidio MB-P105 deformado transversalmente, en vista dorsal (G) y lateral oblicua (H); I, fragmento pigidial MB-P106. Todos blanqueados con vapores de óxido de magnesio previo a la fotografía; E-F, vaciado en látex del molde externo, el resto son moldes internos. Escala gráfica = 5 mm excepto A y C (= 10 mm). Originales en el Museo del Bierzo, Ponferrada (León).

Fig. 2.- Lower Berounian (Sandbian 1) trilobites from the lower part of the Agüeira Formation, Congosto (León province). A-C, Colpocoryphe grandis (Šnajdr): A, complete exuvium lacking librigenae, MB-P100, enlarged longitudinally; B, detail of pygidium of another specimen, MB-P101; C, pygidium of an incomplete specimen, transversally deformed, MB-P102. D-I, Dalmanitina n. sp. (D. rabanoae Pereira, n. n.): D, specimen lacking the pygidial spine, MB-P103; E-F, cephalon MB-P104 in dorsal (E) and oblique-lateral (F) views; G-H, pygidium MB-P105, transversally compressed, in dorsal (G) and lateral-oblique (H) views; I, incomplete pygidium MB-P106. Specimens whitened with MgO before photography; all internal molds except E-F, a latex replica taken from external mold. Scale bar = 5 mm except A and C, = 10 mm. The original material was deposited in the Museo del Bierzo, Ponferrada (León).

Interés estratigráfico y conclusiones

La asociación de trilobites de la mitad inferior de la Formación Agüeira, pese a su escasa diversidad, reúne un trilobites exclusivo del Berouniense (*Dalmanitina*) con una especie de *Colpocoryphe* representada entre el Dobrotiviense superior terminal y el Berouniense medio en toda la "provincia mediterránea" (=perigondwánica de alta paleolatitud sur), si bien abunda especialmente en el Berouniense inferior y medio de Iberoarmórica, Bohemia, Marruecos y Turquía (Hamman, 1983; Pereira, 2017). Dentro de este rango cronoestratigráfico, la presencia de *Dalmanitina* n. sp., equiparada con un taxón registrado tanto en el Berouniense inferior de la Zona Centroibérica portuguesa (*D. rabanoae* Pereira, n. n., de la Fm. Carregueira de Bussaco: Pereira, 2017), como de la Bretaña francesa (*D. aff. acuta* sensu Henry, 1980, del techo de la Fm. Postolonnec), permite adscribir con bastante aproximación el yacimiento de Congosto al Berouniense inferior (= Sandbiense inferior / Sa1 de la escala global).

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la presencia de un nivel fosilífero del Ordovícico Superior basal, más de 400-450 m por encima de la base de la Formación Agüeira, plantea nuevas incógnitas sobre la posición del límite Ordovícico Medio/Superior en este sector oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa. Hasta ahora, se tendía a situarlo en el contacto (gradual) entre las formaciones Luarca y Agüeira, asumiendo que la primera culminaba en el "Llandeilo" y la segunda comenzaba en el "Caradoc". Pero la revisión paleontológica y bioestratigráfica de las Pizarras de Luarca en el noroeste de España (Gutiérrez-Marco et al., 1999, fig. 11) concluyó que todos los yacimientos conocidos son de edad Oretaniense ("pre-Llandeiliense"; = Darriliense no terminal), lo que puede implicar un hiato sedimentario con las unidades del Ordovícico Superior. El descubrimiento del nivel fosilífero de Congosto podría brindar una explicación alternativa, en el sentido de que tal vez los materiales que faltan del Ordovícico Medio estuvieran representados por al menos los 400 m basales de la Formación Agüeira en el centro del surco del Navia-Alto Sil. No obstante, el espesor de esta formación puede ser incluso mayor, dado que en la sección de Congosto es imposible saber cuántos metros de Agüeira resultaron afectados por el cabalgamiento basal, representado en el mapa de Pérez-Estaún (1978) y corroborado por las car-

tografías MAGNA posteriores (Pulgar et al., 1981; Rodríguez Fernández et al., 2021).

En cuanto a la edad del resto de la Formación, otros dos yacimientos situados entre 24 y 35 km al NW en el mismo sinclinal de Vega (secciones del Puerto de Ancares y del Río Cúa), contienen otros braquiópodos y trilobites del Berouniense (Pérez Estaún et al., 1990; Gutiérrez-Marco et al., 2002). En la asociación fosilífera se reconocen los braquiópodos *Svobodaina havliceki* Villas y *Aegiromena meneghini* (Vinassa), característicos del Berouniense superior (aprox. Katiense 2 de la escala global), por lo que, tentativamente, se interpreta que la Formación Agüeira abarca la totalidad del Ordovícico Superior, situándose el límite con el Silúrico hacia la parte terminal de la cuarcita de Vega.

Por último, una conclusión no menos importante tiene que ver con la interpretación sedimentaria de la Formación Agüeira en el área estudiada, donde el tramo inferior con los nuevos fósiles berounienses se acepta que corresponde a facies distales de un abanico submarino (Rodríguez Fernández et al., 2021). Esto no cuadra en absoluto con la asociación paleontológica estudiada, compuesta por fósiles no transportados (e.g., los exuvios completos de *Colpocoryphe*) propios de ambientes de plataforma. La baja diversidad podría indicar algún tipo de restricción ambiental (por ejemplo, bajos niveles de oxígeno por estratificación de masas de agua en un surco subsidente inicialmente no turbidítico), pero sin superar los 100 m de profundidad ni llegar a un ambiente anóxico, como lo indica la abundancia de trazas fósiles desarrolladas en planos paralelos al de sedimentación.

Contribución de los autores

Las tres autoras (SR, SP, IR) estudiaron los trilobites, JC los braquiópodos; JCG-M estudió los moluscos, preparó el material y coordinó el trabajo. RLM y FAF descubrieron el yacimiento en sus investigaciones permanentes en el área. SR se ocupó de las figuras. La redacción del artículo fue abordada conjuntamente por todos los coautores.

Agradecimientos y financiación

A Gema García (Universidad Complutense de Madrid) por las fotografías. A los revisores científicos Rodolfo Gozalo (Univ. Valencia) y Luis Collantes (Univ. Coimbra), por sus valiosas correcciones y comentarios. Trabajo realizado con financiación del MICINN (proyecto PDI2021-125585NB-I00) y

de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia (proyecto UIDP/00073/2020 de la unidad de I & D Centro de Geociências, Coimbra). Contribución al proyecto 735 (*Rocks n'ROL*) del PICG (IUGS-UNESCO).

Referencias

- Crimes, T.P., Marcos, A. y Pérez-Estaún, A. (1974). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15, 169-184. <https://doi.org/cxnsng>
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacar Rodríguez, M.P., Méndez Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J. y Villas, E. (1999). *Acta Geologica Hispanica* 34, 3-87.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. y Pieren Pidal, A.P. (2002). Ordovician. In: *The Geology of Spain*. (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). The Geological Society, London, 31-49.
- Hamman, W. (1983). *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft* 542, 1-177.
- Henry, J.-L. (1980). *Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne* 22, 1-250.
- Hernández-Sampelayo, P. (1924). *Boletín del Instituto Geológico de España* 45, 233-250.
- Marcos, A. (1970). *Breviora Geologica Asturica* 14, 13-28.
- Marcos, A. (1973). *Trabajos de Geología*, Oviedo 6, 1-113.
- Pereira, S.R.C. (2017). *Trilobites do Ordovício Superior da Zona Centro-ibérica portuguesa*. Tesis doctoral, Univ. de Lisboa, 714 p.
- Pérez-Estaún, A. (1974). *Breviora Geologica Asturica* 18, 23-25.
- Pérez-Estaún, A. (1978). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España* 92, 1-151.
- Pérez-Estaún, A. y Marcos, A. (1981). *Trabajos de Geología*, Oviedo 11, 135-145.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1990). West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 92-102.
- Pulgar, J.A., Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Vargas, I. y Ruiz, F. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50,000, hoja nº 100 (Degaña) y memoria*. IGME, Madrid, 35 p.
- Rodríguez Fernández, L.R., Toyos, J.M., Díez Montes, A., González Menéndez, L., Gallastegui, G., Heredia, N., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Fernández Lozano, J. y Castaño de Luis, R. (2021). *Mapa Geológico de España 1:200,000, hoja nº 18 (Ponferrada) y memoria*. IGME, Madrid, 129 p.

Ichinitas 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)

Andrea Guarido^{1*}, Diego Castanera¹ y Alberto Cobos¹

¹ Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis/Museo Aragonés de Paleontología, Av. Sagunto s/n, 44002 Teruel, (Spain).

guarido@fundaciondinopolis.org, castanera@fundaciondinopolis.org, cobos@dinopolis.com

* Corresponding author

ABSTRACT

Two new dinosaur tracksites are described in La Puebla de Valverde municipality. The footprints were found isolated in situ and ex situ in siliciclastic facies included in the Villar del Arzobispo Formation (Late Jurassic). The most distinctive fact about the study area is the large diversity of tridactyl track morphotypes. Small and large ornithopod footprints, and medium and large theropod footprints have been identified. These ichnites are preserved either as concave epireliefs and convex hiporeliefs with different preservation grades. Some of them show extramorphological features (high interdigital angles, collapsed walls, missing digits) due to the substrate conditions during the registration, which complicates the ichnotaxonomic assignment. The best-preserved medium-sized theropod footprint, classified as cf. *Kayentapus isp.*, is different to the previously identified ichnotaxa in the Maestrazgo basin. In addition, large and gracile theropod tracks are similar to *Megalosauripus cf. transjuranicus* and large ornithopod tracks to *Iguanodontipodidae*.

Key-words: Theropods, Ornithopods, Villar del Arzobispo Formation, Peñagolosa Sub-basin, Maestrazgo Basin.

RESUMEN

Se describen dos nuevos yacimientos de icnitas de dinosaurios en el municipio de La Puebla de Valverde. Las huellas han sido halladas aisladas tanto in situ como ex situ en facies siliciclásticas de la Formación Villar del Arzobispo (Jurásico Superior). El hecho más distintivo del área de estudio es la gran diversidad de morfotipos de icnitas tridáctilas. Se han identificado huellas de ornitópodo de tamaño pequeño y grande, y huellas de terópodo de tamaño medio y grande. Las icnitas se encuentran conservadas tanto como epirrelieves cóncavos como hiporrelieves convexos con diversos grados de preservación. Algunas presentan características extramorfológicas (ángulos interdigitales altos, paredes colapsadas, falta de algún dedo) debido a las condiciones del sustrato durante la formación, lo cual dificulta la asignación icnotaxonómica. Una de las huellas de terópodo de tamaño medio mejor conservadas, clasificada como cf. *Kayentapus isp.*, es diferente a otros icnotaxones identificados previamente en la cuenca del Maestrazgo. Además las huellas terópodos grandes y gráciles son similares a *Megalosauripus cf. transjuranicus* y las huellas ornitópodos grandes a *Iguanodontipodidae*.

Palabras clave: Terópodos, Ornitópodos, Formación Villar del Arzobispo, Subcuenca de Peñagolosa, Cuenca del Maestrazgo.

Geogaceta, 75 (2024), 55-58

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100859>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 9/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

En la subcuenca de Peñagolosa (Cuenca del Maestrazgo, Teruel) se han identificado más de 30 yacimientos con icnitas de dinosaurios (Cobos, 2011; Campos-Soto *et al.*, 2017; Cobos *et al.*, 2020) situados, principalmente, en los municipios de Alcalá de la Selva, Cabra de Mora, Cedrillas, El Castellar, Formiche Alto y Mora de Rubielos. Gran parte de estos yacimientos se localizan en la Formación Villar del Arzobispo. Esta unidad se caracteriza por su gran registro fósil, tanto icnitas como huesos de dinosaurios (ver referencias en Campos-Soto *et al.*, 2017, 2019). Las huellas de dinosaurios son abundantes y variadas, estando representados diferentes grupos como: ornitópodos, terópodos, saurópodos y tireóforos (Cobos, 2011; Cobos *et al.*, 2020; Alcalá *et al.*, 2014a, 2014b). En algunos casos estas huellas son únicas, habiéndose

descrito varios icnotaxones nuevos, *Deltapodus ibericus* (Cobos *et al.*, 2010) (productor estegosaurio) e *Iberosauripus grandis* (Cobos *et al.*, 2014) (productor terópodo megalosáurido).

En el marco de las prospecciones paleontológicas que la Fundación Conjunto Paleontológico Teruel-Dinópolis viene desarrollando en La Puebla de Valverde desde el año 2012, se han identificado icnitas de dinosaurio en varios afloramientos. Así, el objetivo de este trabajo es la descripción de dos nuevos yacimientos con icnitas (LPV-1 y LPV-2) localizados en este municipio.

Situación geográfica y geológica

La Puebla de Valverde se encuentra en la comarca de Gúdar-Javalambre (provincia de Teruel, España). Los yacimientos se encuentran situados a la salida del núcleo urbano (Fig. 1), dirección Mora de Rubie-

los en los márgenes de la carretera A-232.

Geológicamente, La Puebla de Valverde se sitúa en la Subcuenca de Peñagolosa (Cuenca del Maestrazgo). Los niveles donde se encuentran las icnitas pertenecen a la Formación Villar del Arzobispo. Se trata de una unidad carbonatada – siliciclástica que se depositó durante el Jurásico Superior (Kimmeridgiense – Titoniense) y representa un ambiente de sedimentación transicional con influencia mareal, en el marco de la evolución de una plataforma carbonatada somera a costa/llanura de inundación, afectada por grandes avenidas (Campos-Soto *et al.*, 2017, 2019).

En la zona de estudio se distinguen limolitas rojas con finos niveles de arenisca de grano fino y otros estratos carbonatados micríticos intercalados. A techo de la secuencia estudiada afloran niveles de arenisca (paleocanales), margas grises y calizas con contenido fósil (Godoy *et al.*, 1983).

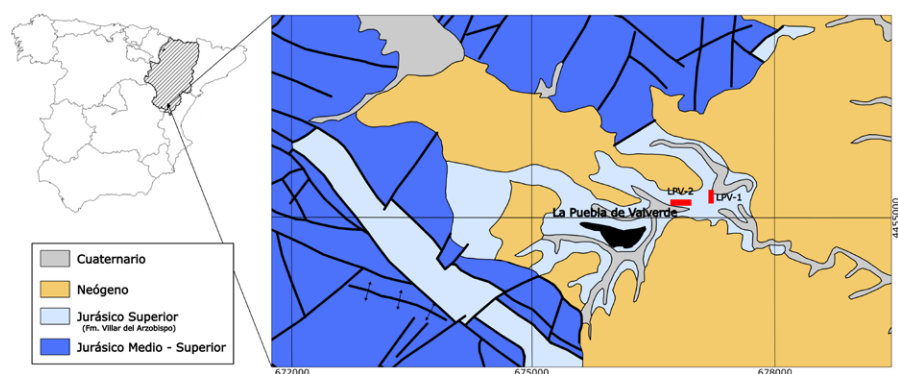


Fig. 1.- Situación geográfica y geológica (basada en Godoy et al., 1983; Campos-Soto et al., 2017) de las áreas que comprenden los yacimientos de icnitas de dinosaurios de La Puebla de Valverde. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.-Geographical and geological setting (based on Godoy et al., 1983; Campos-Soto et al., 2017) of the areas that include the dinosaur tracksites in La Puebla de Valverde. See colour figure in the web.

Cabe destacar la diversidad de litologías en las que se han conservado las icnitas; al menos hay cuatro niveles estratigráficos diferentes.

Material y metodología

El material descrito en este artículo fue hallado en dos nuevos yacimientos de La Puebla de Valverde, LPV-1 y LPV-2, y comprende icnitas conservadas como epirrelieves cóncavos (MAP-4567, MAP-4568 y LPV-1-4R) y como hiporrelieves convexos (MAP-8431, MAP-8432 y LPV-1-5R). Éstas se han encontrado tanto *ex situ* (bloques caídos) como *in situ*. Los bloques donde se hallan LPV-1-4R y LPV-1-5R permanecen en el campo, y el resto forman parte de las colecciones del Museo Aragonés de Paleontología (MAP).

Para la descripción y caracterización de las icnitas se han tomado datos (Fig. 2) según Thulborn (1990). Las medidas co-

rresponden a la longitud total de la huella (FL); anchura total de la huella (FW); longitud de los dedos II, III y IV (LII-LIII-LIV); anchura de los dedos (WII-WIII-WIV), ángulo de divaricación ($II^{\wedge}III$, $III^{\wedge}IV$, $II^{\wedge}IV$); mesaxonia (AT I/w) (área formada por la distancia entre la parte distal de los dedos II y IV y la altura hasta la parte distal del dedo III desde la base del triángulo, AT) (Lockley, 2009). Las medidas se han obtenido a través del software Image J sobre mapas de profundidad por colores de cada una de las icnitas. Estos mapas se han generado mediante modelos obtenidos por fotogrametría. Para ello se han tomado en torno a 10-15 fotografías de cada huella para generar un modelo 3D utilizando el software Agisoft Metashape Professional y posteriormente procesarlo con el software CloudCompare v2.13alpha para obtener mapas de profundidad.

Las icnitas se han clasificado en función de la longitud de la huella (FL) según Marty (2008) en: a) muy pequeñas, $FL < 10$ cm; b) pequeñas, $10 < FL < 20$ cm; c) medianas, $20 < FL < 30$ cm; d) grandes, $FL > 30$ cm.

Descripción de las icnitas

LPV-1

El yacimiento LPV-1 se ubica en una serie estratigráfica con litología variada carbonatada-siliciclástica formada por una alternancia de lutitas, limolitas y areniscas de color rojizo y ocre y estratos más carbonatados. Las huellas se sitúan en los niveles más competentes de limolitas, areniscas rojizas-ocres y en niveles carbonatados.

MAP-4568 (Fig. 3A) es una icnita (epirrelieve cóncavo) tridáctila mesaxónica de tamaño pequeño encontrada *ex situ* e

igual de ancha que larga ($FL/FW=1,12$). Los dedos son robustos sin morfología definida y el talón es redondeado. El índice de mesaxonia es bajo ($AT I/w=0,39$).

La huella MAP-4567 (Fig. 3B) es un epirrelieve cóncavo. Fue encontrada *ex situ* (bloque caído) y su estado de conservación no es bueno. Se trata de una icnita tridáctila de pequeño tamaño y ligeramente más ancha que larga ($FL/FW=0,80$). Presenta características extramorfológicas, como paredes colapsadas, y solo se observan claramente dos de los tres dedos. La mesaxonia tiene un valor medio ($AT I/w=0,51$).

LPV-1-4R (Fig. 3C) es una huella tridáctila de tamaño pequeño que forma parte de un rastro. Se halló *ex situ* en un bloque de arenisca roja y es mesaxónica, levemente más ancha que larga ($FL/FW=0,93$). El talón de la huella no se preserva, se observan rellenos en algunos de los dedos y marcas de uñas. La mesaxonia es baja ($AT I/w=0,24$).

La huella LPV-1-5R (Fig. 3D) es un hiporrelieve convexo de longitud grande ($FL=30$ cm) encontrado en un bloque *ex situ*. Se trata de una huella tridáctila con disposición mesaxónica más ancha que larga ($FL/FW=0,72$). Los dedos presentan una morfología bastante redondeada y no se observan marcas de uñas. El talón no se preserva. La mesaxonia es muy baja ($AT I/w=0,12$).

LPV-2

LPV-2 presenta litologías similares a las del yacimiento LPV-1, siendo en los niveles de limolitas y areniscas donde se hallan las huellas.

La huella MAP-8431 (Fig. 3E) se halló de manera aislada. Se trata de un hiporrelieve convexo de una icnita tridáctila de tamaño medio (20,1 cm). Destaca por su buena conservación, presentando los tres dedos completos. Estos están bien definidos, son esbeltos y terminan en forma acuminada, con impresiones de uñas afiladas. Presenta ángulos interdigitales amplios. La impresión del talón es poco profunda, aun así se distingue un talón subredondeado asimétrico que por su disposición y escotadura podría indicar que se trata de una huella del pie derecho. MAP-8431 es ligeramente más larga que ancha ($FL/FW=1,23$). La disposición de los dedos es mesaxónica, siendo el dedo III el más largo. El índice de mesaxonia ($AT I/w$) es 0,48. Se observan rellenos de grietas de desecación indicativos de exposición subaérea.

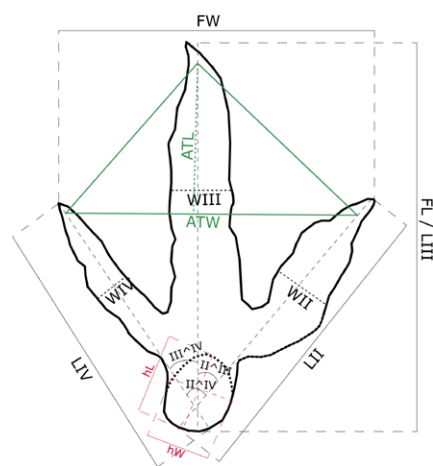


Fig. 2.- Medidas tomadas sobre las huellas en este trabajo.

Fig. 2.- Measurements taken in the footprints used in this work.

	I/D	FL	FW	FL/FW	LII	LIII	LIV	WII	WIII	WIV	II^III	III^IV	II^IV	hL	hW	ATL	ATW	AT L/W
MAP-4567		12,5	15,7	0,80		12,5	9,2	3	1,1	53,5	47	100,5				6,7	13,2	0,51
MAP-4568	D	14,6	13	1,12	11,4	14,6	12,3	3,5	3,6	3,4	30	28	58	3,3	3	4,9	12,5	0,39
LPV-1-4R	D	12,8	13,7	0,93	11,9	12,8	11,8	2,7	2,5	2,8	28	38	66			2,85	11,8	0,24
LPV-1-5R		30	41,6	0,72	32	30	29,5	11,3	14,9	11,5	38,4	46,7	85,1			5	41,6	0,12
MAP-8431	D	20,1	16,3	1,23	15,2	20,1	13,5	2,9	2,8	1,8	30	32	62	3,55	3,35	6,65	13,8	0,48
MAP-8432	I	17,8	22,9	0,78	16,1	17,8	15,8	4,8	3,1	1,5	50	44	90			8,3	19,95	0,42
LPV-2-3	I	37			37			6,4	6	19	25	44	10,9	8,8				

Tabla I.- Medidas tomadas sobre las icnitas (cm).
Table I.- Measurements taken from the footprints (cm).

MAP-8432 (Fig. 3F) también se encontró *ex situ* en un bloque caído. Es un hiporrelieve convexo de una icnita tridáctila. Presenta bajo grado de conservación, observándose características extramorfológicas, como dedos y talón mal definidos, y ángulos interdigitales elevados. La huella es más ancha que larga (FL/FW=0,78); esto puede ser debido a las condiciones del sustrato en el momento de producción de la icnita. El índice de mesaxonia es medio (AT L/w) es 0,42.

Además de las icnitas previamente descritas (MAP-8431 y MAP-8432) se observaron otras huellas tridáctiles en campo que continúan *in situ* en un nivel de areniscas ocre. Destaca la presencia del contramolde de una icnita tridáctila de tamaño grande y grácil (LPV-2-3) (FL=37 cm) en la que se observan dos dedos con disposición mesaxónica (Fig. 4); el dedo III bien conservado es elongado y presenta marca de uña afilada.

Discusión

Se han diferenciado las icnitas estudiadas por tamaño, distinguiéndose tres tipos: icnitas de tamaño pequeño, mediano y grande.

Las huellas de tamaño pequeño de LPV-1 (MAP-4567, MAP-4568) presentan morfologías típicas de un productor ornitópodo, ya que son huellas aproximadamente igual de anchas que largas, e incluso una de ellas presenta un talón simétrico (Thulborn, 1990). Hay que tener en cuenta que la deficiente preservación complica la asignación icnotaxonómica, considerando además las dificultades a la hora de identificar huellas de terópodos/ornitópodos de tamaño pequeño-mediano durante el Jurásico Superior (Castanera *et al.*, 2013). Estas huellas presentan morfología y tamaño similar a las ya descritas por Alcalá *et al.* (2014b) en el yacimiento CT-2/El Pozo (El Castellar, Teruel).

La identificación de LPV-1-4R también es compleja. Aunque se observan marcas de uñas, la huella es igual de ancha que de larga. Además el grado de conservación bajo y la falta de registro del talón impide asignar esta huella a un productor concreto.

La huella LPV-1-5R destaca por su tamaño grande y porque presenta configuración típica de un productor ornitópodo. Es mucho más ancha que larga, los dedos son romos y presenta ángulos interdigitales muy amplios. Se observan caracteres similares a los de la icnofamilia Iguanodontipodidae (Díaz-Martínez *et al.*, 2015) aunque el talón no se encuentra bien conservado (característica importante de esta icnofamilia). Hay que tener en cuenta que el registro de huellas tridáctiles de tamaño grande de ornitópodo en el Jurásico Superior de la península ibérica es relativamente limitado (ver Castanera *et al.*, 2020 y referencias).

Las icnitas tridáctiles de LPV-2 presentan características típicas de un productor terópodo de tamaño medio y de tamaño gran-

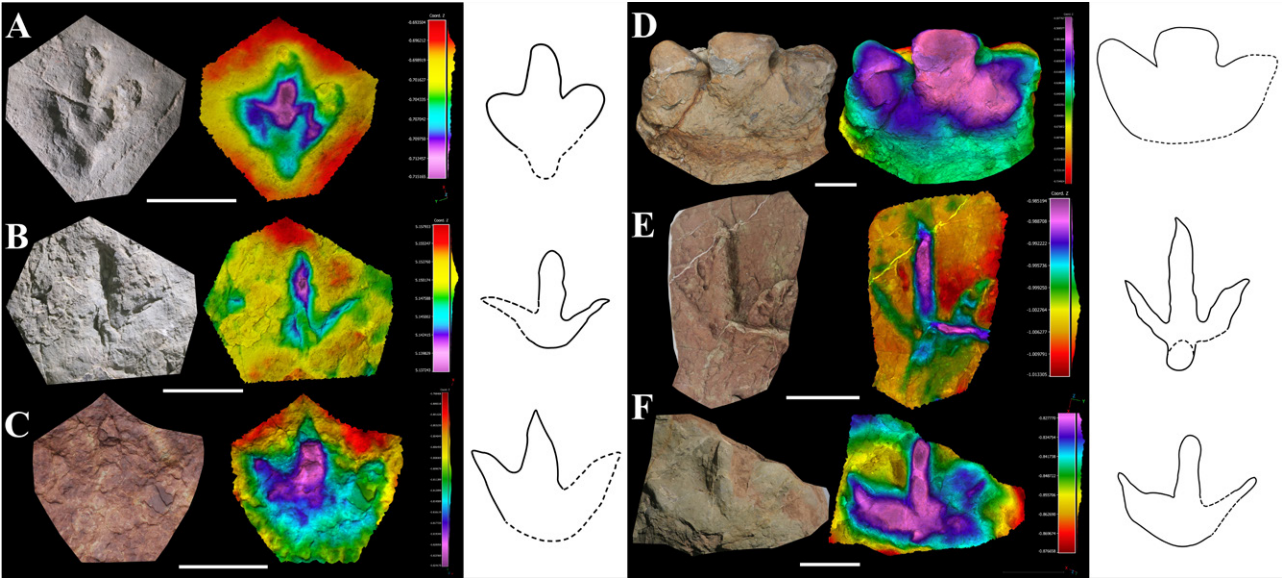


Fig. 3.- Fotografías y mapas de profundidad de las huellas descritas en LPV-1: A) MAP-4568; B) MAP-4567; C) LPV-1-4R; D) LPV-1-5R; y LVP-2: E) MAP-8431; F) MAP-8432. Ver figura en color en la web. Escala 10 cm.
Fig. 3. Pictures and false colour depth maps of the described footprints in LPV-1: A) MAP-4568; B) MAP-4567; C) LPV-1-4R; D) LPV-1-5R; and LPV-2: E) MAP-8431; F) MAP-8432. See colour figure in the web. Scale 10 cm.



Fig. 4.- LPV-2-3. Icnita tridáctila de terópodo de tamaño grande

Fig. 4.- LPV-2-3. Large tridactyl theropod footprint.

de (Thulborn, 1990), aunque la morfología varía de una huella a otra dado que se puede producir una variación morfológica en el registro de huellas de un mismo productor dependiendo del sustrato (Razzolini *et al.*, 2014). El bajo grado de conservación de MAP- 8432 impide su asignación icnotaxonomica. Huellas terópodas de tamaño grande-gigante se han identificado previamente en la Cuenca del Maestrazgo. Destacan los icnotaxones *Iberosauripus grandis* (Cobos *et al.*, 2014) y *Megalosauripus cf. transjuranicus* (Belvedere *et al.*, 2019). LPV-2-3 presenta características similares a *M. transjuranicus* al tratarse de una icnita grande y grácil.

La huella MAP-8431 presenta características morfológicas distintas a los icnotaxones de terópodo identificados en la subcuenca de Peñagolosa, previamente mencionados, y en la Cuenca del Maestrazgo. Las principales características de esta huella se asemejan a *Kayentapus*, un icnotaxón típico del Jurásico Inferior (Lockley *et al.*, 2011). Huellas de características similares (*Kayentapus* – *Magnoavipes*) han sido identificadas también en el Jurásico Superior de Asturias (Avanzini *et al.*, 2012). Cabe destacar que la posición de la uña del dedo III no está orientada anteromedialmente, rasgo característico de *Kayentapus*. Teniendo en cuenta estos datos se ha clasificado como *cf. Kayentapus isp.*

Conclusiones

En este trabajo se describen dos nuevos yacimientos de huellas de dinosaurios en la Formación Villar del Arzobispo de la subcuenca de Peñagolosa.

La morfología de las icnitas tridáctilas es muy variada. El yacimiento LPV-1 presenta huellas de ornitópodo indeterminadas de tamaño pequeño-mediano, huellas de ornitópodo de tamaño grande similares a

Iguanodontipodidae, así como otras indeterminadas. LPV-2, por el contrario, presenta huellas de terópodos de tamaño medio (indeterminadas y *cf. Kayentapus isp.*) y de tamaño grande y grácil (similares a *M. cf. transjuranicus*). Hasta el momento, las huellas dominantes en el Jurásico Superior de la subcuenca de Peñagolosa eran de productores saurópodos, estegosaurios, terópodos de tamaño grande a gigante y ornitópodos de pequeño tamaño (Alcalá *et al.*, 2014a, 2014b y referencias), por lo que estos dos nuevos yacimientos aumentan la icnodiversidad de morfotipos e icnotaxones conocidos en la subcuenca.

La huella de terópodo de tamaño medio (MAP-8431) presenta características inéditas y supone la primera asignación a *cf. Kayentapus isp.* en el Jurásico Superior de la Cuenca del Maestrazgo.

Contribución de los autores

A. Guarido: prospección, adquisición de datos, estructura del trabajo, metodología, investigación/ análisis, figuras, edición. D. Castanera: prospección, revisión del manuscrito, coordinación/supervisión. A. Cobos: prospección, revisión del manuscrito, coordinación/supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Gobierno de Aragón a través del grupo de investigación E04_23R FOCONTUR y por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Gobierno de España) a través de la Unidad de Paleontología de Teruel. Asimismo, cuenta con el apoyo del Departamento de Educación, Cultura y Deporte (Gobierno de Aragón). También está financiado por el Plan de Recuperación, Transformación y Resiliencia – financiado por la Unión Europea – NextGenerationEU. Agradecemos la colaboración de Jesús Górriz Palomar y de Nil Tena Alcón por el hallazgo de alguna de las huellas. También los comentarios aportados por los revisores.

Referencias

- Alcalá, L., Pérez-Lorente, F., Luque, L., Cobos, A., Royo-Torres, R., y Mampel, L. (2014a). *Ichnos*, 21(1), 19-31. <https://doi.org/kf5f>
- Alcalá, L., Mampel, L., Royo-Torres, R. y Cobos, A. (2014b). *Spanish Journal of Paleontology*, 29 (3), 183-190.
- Avanzini, M., Piñuela, L., y García-Ramos, J.C. (2012). *Lethaia*, 45(2), 238-252. <https://doi.org/cvxfb4>

- Belvedere, M., Castanera, D., Meyer, C.A., Marty, D., Mateus, O., Silva, B.C., Santos, V.F. y Cobos, A. (2019). *Journal of African Earth Sciences*, 158, 103547. <https://doi.org/kf5b>
- Campos-Soto, S., Cobos, A., Caus, E., Benito, M.I., Fernández-Labrador, L., Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Mas, R., Royo-Torres, R. y Alcalá, L. (2017). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 154-177. <https://doi.org/gcv2js>
- Campos-Soto, S., Benito, M.I., Cobos, A., Caus, E., Quijada, I. E., Suarez-Gonzalez, P., Mas, R. y Alcalá, L. (2019). *Journal of Iberian Geology*, 45, 471-510. <https://doi.org/kf5d>
- Castanera, D., Vila, B., Razzolini, N.L., Falkingham, P. L., Canudo, J. I., Manning, P. L., y Galobart, A. (2013). *PLoS one*, 8(1), e54177. <https://doi.org/f439mg>
- Castanera, D., Silva, B.C., Santos, V.F., Malafaia, E., y Belvedere, M. (2020). *Acta Palaeontologica Polonica*, 65(2), 399-412. <https://doi.org/gp7jhp>
- Cobos, A., (2011). *Los dinosaurios de Teruel como recurso para el desarrollo territorial*. Tesis doctoral, Univ. País Vasco (UPV/EHU), 584 p.
- Cobos, A., Royo-Torres, R., Luque, L., Alcalá, L., y Mampel, L. (2010). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293(1-2), 223-236. <https://doi.org/bgkbcn>
- Cobos, A., Lockley, M.G., Gascó, F., Royo-Torres, R. y Alcalá, L. (2014). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399, 31-41. <https://doi.org/kf49>
- Cobos, A., Alcalá, L., y Royo-Torres, R. (2020). *Geoheritage*, 12(3), 52. <https://doi.org/kf48>
- Díaz-Martínez, I., Pereda-Suberbiola, X., Pérez-Lorente, F., y Canudo, J.I. (2015). *PLoS one*, 10(2), e0115477. <https://doi.org/gn9vuj>
- Godoy, A., Ramírez, J.L., Olivé, A. y Moissenet, E. (1983). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº590 (La Puebla de Valverde) y memoria. IGME, Madrid, 68p.
- Lockley, M.G. (2009). *Geological Quarterly*, 53, 415-432.
- Lockley, M.G., Gierliński, G.D. y Lucas, S.G. (2011). En: *Fossil Record 3: New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin*, 53, 330-336.
- Marty D. (2008). *Sedimentology, taphonomy, and ichnology of Late Jurassic dinosaur tracks from the Jura carbonate platform (Ch-evencez-Combe Ronde tracksite, NW Switzerland): insights into the tidalfat palaeoenvironment and dinosaur diversity, locomotion, and palaeoecology*. *GeoFocus* 21:1-278
- Razzolini, N.L., Vila, B., Castanera, D., Falkingham, P.L., Barco, J.L., Canudo, J.I., Manning, P.L. y Galobart, A. (2014). *PLoS one*, 9(4), e93708. <https://doi.org/jt5r>
- Thulborn, T., 1990. *Dinosaur tracks*. Chapman and Hall, London, 410 p.

Brusco incremento de foraminíferos planctónicos aberrantes en Agost (SE España) tras el límite Cretácico/Paleógeno

Sharp increase of aberrant planktic foraminifera at Agost (SE Spain) after the Cretaceous/Paleogene boundary

Ignacio Arenillas^{1*}, José Antonio Arz¹ y Vicente Gilabert¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, e Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA), Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza, España.

ias@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The biostratigraphic and quantitative data of planktic foraminifera from the Agost section (Alicante, SE Spain) have been reviewed, and the relative abundance of aberrant planktic foraminifera after the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary has been estimated. Two intervals with environmental stress have been identified in the lower Danian, characterized by the increase in aberrant specimens: 1) Interval of the first 10 Ka after the K/Pg boundary, linked to the long-term effects of the Chicxulub impact; 2) Interval between 100 and 350 Ka after the K/Pg boundary, linked to the Ambelani volcanic pulse of the Deccan.

Key-words: FAI, lower Danian, Chicxulub, Deccan.

RESUMEN

Se han revisado los datos bioestratigráficos y cuantitativos de foraminíferos planctónicos de la sección de Agost (Alicante, SE España), y se ha estimado la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos aberrantes tras el límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg). Se han identificado dos intervalos con estrés ambiental en el Daniense inferior, caracterizados por el incremento de ejemplares aberrantes: 1) Intervalo de los primeros 10 Ka tras el límite K/Pg, relacionado con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub; 2) Intervalo entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg, relacionado con el pulso volcánico Ambelani del Decán.

Palabras clave: FAI, Daniense inferior, Chicxulub, Decán.

Geogaceta, 75 (2024), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100878>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Junto con Caravaca (Murcia) y Zumaia (Guipúzcoa), Agost (Alicante) es una de las secciones españolas del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) más conocidas internacionalmente. Ha sido objeto de numerosos estudios multidisciplinarios de alta resolución (ver Molina *et al.*, 2004, y referencias aquí citadas). Molina *et al.* (2009) no la incluyeron como sección auxiliar del estratotipo del límite K/Pg (o GSSP de la base del Daniense), debido a que fue seleccionada la cercana y más conocida sección de Caravaca. Sin embargo, la capa negra de arcilla del límite K/Pg de Agost fue declarada Geosito o Lugar de Interés Geológico (LIG, código geosite KT003) y monumento natural en el Decreto 45/2020, de 3 de abril, de la Generalitat Valenciana (DOGV, número 8797, de 24.04.2020).

En este trabajo se han revisado y actualizado los datos bioestratigráficos y cuantitativos de foraminíferos planctónicos del tránsito K-Pg de Agost, principalmente del Daniense inferior, y se ha analizado el índice de anormalidad de

foraminíferos (FAI, en siglas inglesas). El FAI mide la abundancia relativa de ejemplares aberrantes de foraminíferos que, en este trabajo, se ha aplicado para los foraminíferos planctónicos. El objetivo es aportar nuevos datos cuantitativos (FAI) que contribuyan a reconstruir los cambios y eventos paleoambientales, paleoclimáticos y paleoceanográficos que acontecieron durante los primeros 500 Ka (= kiloaños o miles de años) tras el límite K/Pg, y su relación con las perturbaciones ambientales provocadas por el impacto de Chicxulub (Yucatán, México) y el volcansismo masivo del Decán (India).

Contexto geológico

La sección del tránsito K-Pg de Agost pertenece a las Unidades Intermedias de las Cordilleras Béticas, situadas entre el Prebético Interno y el Subbético Externo. Se localiza a 1,5 km al norte de la población homónima (38.451 N, 0.636 W; Molina *et al.*, 2004; Fig. 1). El Maastrichtiense superior de Agost pertenece a la Formación Raspay y el Daniense inferior a la Formación Agost (Chacón y Martín-Chilvet,

2005). Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican una profundidad batial medio (Alegret *et al.*, 2003). El intervalo estudiado consiste en margas grises masivas, aunque en el Daniense inferior son frecuentes las intercalaciones de calizas margosas (Molina *et al.*, 2004). Según los datos magnetoestratigráficos de Groot *et al.* (1989) en Agost, el límite entre las magnetozonas C29r/C29n se sitúa 220 cm por encima del límite K/Pg. Los límites K/Pg y C29r/C29n han sido recientemente calibrados con métodos astrocronológicos en 66,001 y 65,700 Ma respectivamente (ver referencias en Gilabert *et al.*, 2022), por lo que la tasa de sedimentación media en Agost es aproximadamente de 0,73 cm/Ka.

El comienzo del Daniense está marcado por una capa de arcilla oscura de aproximadamente 10 cm de potencia, dividida en dos capas de aproximadamente 4 cm la inferior y 6 cm la superior, siendo la inferior de un color casi negro. En la base de esta capa negra, se identifica una lámina arcillosa roja ferruginosa de 2-3 mm de potencia, enriquecida en Ir, espinelas ricas en Ni, y microesférulas de impacto (Smit, 1990; Martí-

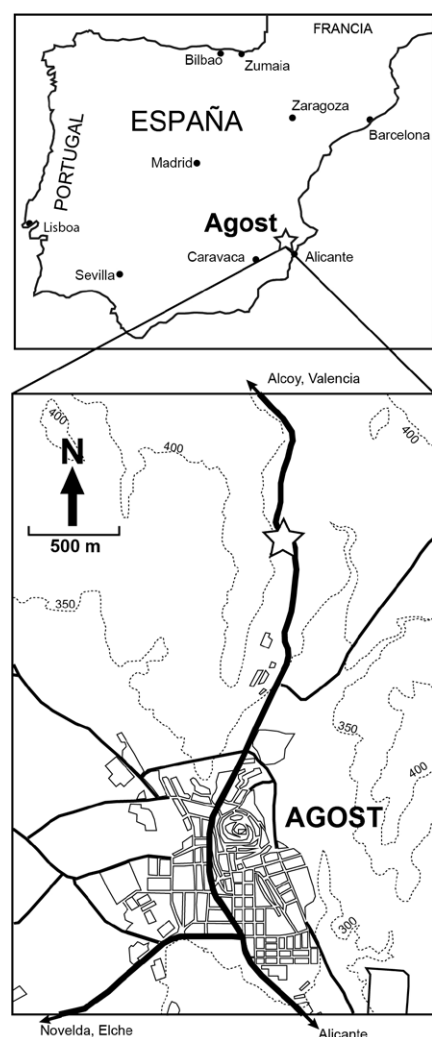


Fig. 1.- Localización geográfica de la sección del límite K/Pg de Agost, y del Geosito "Capa negra o Nivel de arcilla del límite K/T en Agost". Coordenadas geográficas citadas en el texto.

Fig. 1.- Geographic location of the K/Pg boundary section of Agost, and of the Geosite "Black Bed or Clay Level of the K/T boundary in Agost". Geographic coordinates cited in the text.

nez-Ruiz *et al.*, 1999; Villasante-Marcos *et al.*, 2007). Este nivel rojo es similar a otros niveles de eyecta distales del impacto de Chicxulub en secciones de medios pelágicos del Tetis occidental (Smit, 1990; Molina *et al.*, 2009; Arz *et al.*, 2022).

Material y métodos

Se analizaron un total de 34 muestras, de las cuales 5 pertenecen a los últimos 50 cm del Maastrichtiense superior, y 29 a los primeros 500 cm del Daniense inferior (Fig. 2). Todas las muestras fueron preparadas mediante la técnica del levigado, siendo disgregadas en una solución de H_2O_2 y lavadas con un tamiz de 63 μm . Los análisis cuantitativos se basaron en una alícuota representativa de

aproximadamente 300 ejemplares por muestra. Para el cálculo de las abundancias relativas (%) en el Daniense inferior, se han excluido los ejemplares de especies cretácicas, los cuales hemos considerado como reelaborados basándonos en recientes evidencias cuantitativas y estadísticas obtenidas por Arenillas *et al.* (2022).

Tanto el análisis biostratigráfico como el cuantitativo de foraminíferos planctónicos de Agost se han basado en los datos publicados en Molina *et al.* (1996, 2004). Tras revisar todas las muestras de Agost, estos datos fueron actualizados por nosotros en Metsana-Oussaid *et al.* (2019) y Arenillas *et al.* (2021). Para las determinaciones bioestratigráficas, se han utilizado las recientes biozonación y acmé-zonación de Arenillas *et al.* (2021) para el Daniense inferior, y se ha comparado con la biozonación más estandarizada de Wade *et al.* (2011). En el cálculo del FAI (%) de cada muestra, se han seguido los criterios diagnósticos de Arenillas *et al.* (2018) que permiten reconocer la tipología de formas aberrantes de foraminíferos planctónicos.

Biostratigrafía

El intervalo estratigráfico del Maastrichtiense representado en la figura 2 pertenece a la Biozona CF1 de Li y Keller (1998), en cuyo techo se identificó el horizonte de extinción en masa catastrófico del límite K/Pg (Molina *et al.*, 1996).

En el Daniense inferior (Fig. 2), se han reconocido las Biozonas Dan1, Dan2, Dan3 y Dan4 de Arenillas *et al.* (2021). La primera es equivalente a la Biozona P0 de Wade *et al.* (2011) y abarca los primeros 4 cm danienses. Las Biozonas Dan2 y Dan3 son aproximadamente equivalentes a la Biozona P α de Wade *et al.* (2011), y se sitúan entre 4 y 14 cm y 14 y 45 cm respectivamente. La Biozona Dan3 se divide en las Subbiozonas Dan3a y Dan3b, las cuales se sitúan entre 14 y 26 cm y 26 y 45 cm respectivamente. Las Subbiozonas Dan4a, Dan4b y Dan4c son equivalentes a las Subbiozonas P1a, P1b y P1c de Wade *et al.* (2011), y se sitúan respectivamente entre 45 y 160 cm, 160 y 380 cm, y de 380 cm hasta el final del intervalo estratigráfico estudiado. Según las calibraciones magneto- y astrocronológicas de Arenillas *et al.* (2021) y Gilabert *et al.* (2022), las bases de Dan2, Dan3a, Dan3b, Dan4a, Dan4b y Dan4c tienen respectivamente unas eda-

des aproximadas de 5, 20, 30, 70, 200 y 500 Ka tras el límite K/Pg (ver Fig. 3).

Acme-estratigrafía

En el Daniense inferior (Fig. 2), se han reconocido las Biozonas de Apogeo o Acme-zonas DanAZ1 (apogeo de *Guembelitra*), DanAZ2 (apogeo de parvularugoglobigerininos: *Parvularugoglobigerina* y *Palaeoglobigerina*), y DanAZ3 (apogeo de chiloguembelininos: *Woodringina* y *Chiloguembelina*). Según Arenillas *et al.* (2021) y Gilabert *et al.* (2022), las bases de DanAZ2 y DanAZ3 tienen respectivamente una edad aproximada de 10 y 40 Ka tras el límite K/Pg (ver Fig. 3). En este trabajo, se propone una cuarta acmezona (DanAZ4), cuya datación todavía no ha sido precisada, en la que predominan otros géneros, principalmente *Eoglobigerina*, *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Globanomalina* y *Praemurica*.

Las acmé-zonas descritas se basaron en los acmé-estadios de foraminíferos planctónicos (PFAS en siglas inglesas) previamente reconocidos en secciones del Tetis y del Golfo de México y Caribe (ver Arenillas *et al.*, 2021). Los acmé-estadios son unidades bioestratigráficas informales basadas en el apogeo de determinados taxones. Si un acmé-estadio no se repite en el tiempo por que es el resultado de un cambio evolutivo, es susceptible de ser reconvertido formalmente en una acmé-biozona; si se repite en el tiempo por que es el resultado de cambios paleoambientales iterativos o cíclicos, es susceptible de ser reconvertido en una ecozona. Arenillas *et al.* (2021) reconvirtieron los acmé-estadios PFAS en acmé-zonas tras confirmar que tenían un origen evolutivo y que eran muy útiles para cronocorrelación global. En Caravaca, Gilabert *et al.* (2021) reconocieron 7 subestadios en el PFAS-3 (=DanAZ3), que denominaron α , T1, O1, T2, O2, T3 y O3, de las cuales, los subestadios T representan apogeos de *Chiloguembelitra*. Todos ellos se han podido reconocer también en Agost (Fig. 2), excepto O1 y T3, cuya señal es muy débil. Teniendo en cuenta los datos cuantitativos en Agost y en otras localidades (ver Gilabert *et al.*, 2022; Krahel *et al.*, 2023), no es posible todavía reconvertir formalmente los subestadios de Gilabert *et al.* (2021) en subzonas de DanAZ3, porque podrían ser más bien resultado de cambios paleoambientales iterativos locales o globales.

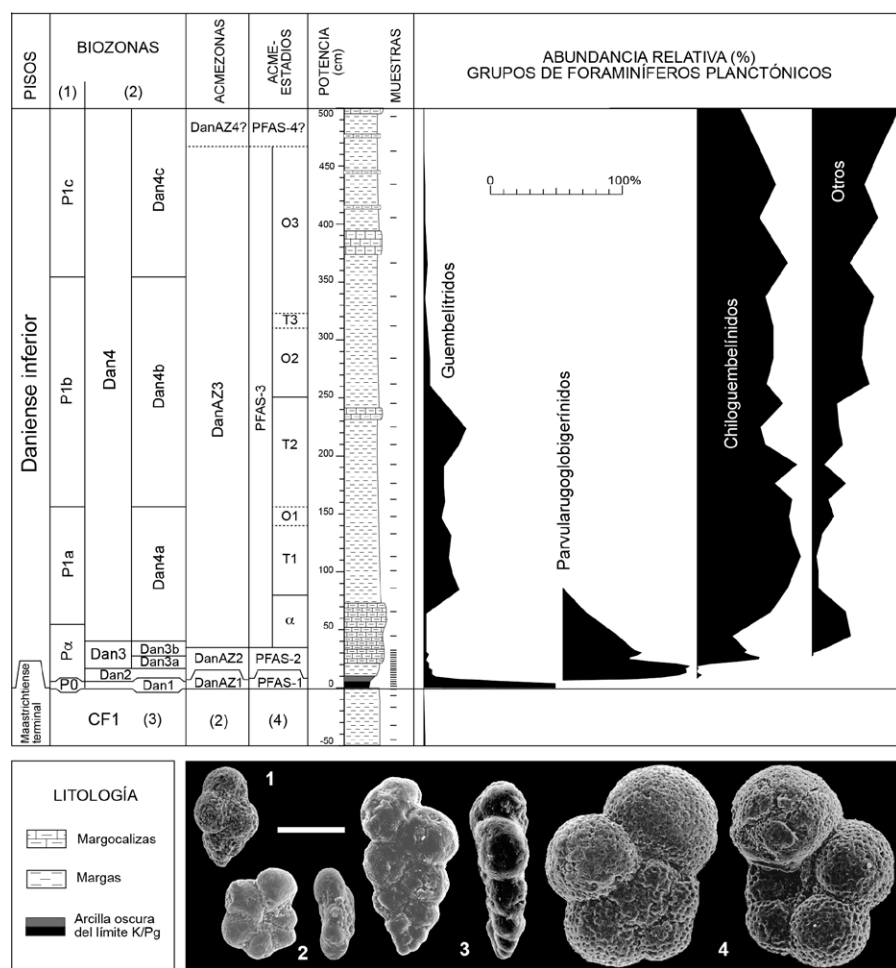


Fig. 2.- Columna estratigráfica de la sección de Agost; posición de las biozonas de (1) Wade et al. (2011), (2) Arenillas et al. (2021), y (3) Li y Keller (1998), y de las acmé-zonas y acmé-estadios de (2) Arenillas et al. (2021) y (4) Gilabert et al. (2021); abundancia relativa (%) de guembelitrídeos, parvularugoglobigerínidos, chiloguembelinídeos y otros grupos de foraminíferos planctónicos; ejemplos de especies pertenecientes a los cuatro grupos de foraminíferos planctónicos considerados: 1) *Chiloguembelinitia hofkeri*, 2) *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 3) *Chiloguembelina midwayensis*, y 4) *Parasubbotina pseudobulloides*; barra de escala: 100 µm.

Fig. 2.- Stratigraphic column of the Agost section; position of the biozones of (1) Wade et al. (2011), (2) Arenillas et al. (2021), and (3) Li and Keller (1998), and of the acme-zones and acme-stages of (2) Arenillas et al. (2021) and (4) Gilabert et al. (2021); relative abundance (%) of guembelitrídeos, parvularugoglobigerínidos, chiloguembelinídeos, and other groups of planktic foraminifera; examples of species belonging to the four groups of planktic foraminifera considered: 1) *Chiloguembelinitia hofkeri*, 2) *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 3) *Chiloguembelina midwayensis*, and 4) *Parasubbotina pseudobulloides*; scale bar: 100 µm.

Como ya fue observado previamente en Caravaca y en otras secciones pelágicas del mundo (Arenillas et al., 2018, 2022; Gilabert et al., 2021, 2022), desde el límite K/Pg hasta la parte media de la Subbiozona Dan4b o límite T2/O2 (es decir, en los primeros 350 Ka tras el límite K/Pg), se registra un incremento brusco en la abundancia de foraminíferos planctónicos aberrantes (Fig. 3). Los valores más altos se alcanzan en la Biozona Dan1 (= P0) o capa inferior de la arcilla oscura del límite K/Pg (Fig. 3), es decir, en los primeros 5 Ka danienses, con valores del FAI de entre 21 a 28%. Los valores del FAI son también muy altos (12-18%) en la parte superior de la capa de arcilla oscura, es

decir, hasta aproximadamente los primeros 10 Ka tras el límite K/Pg. En el resto del acmé de aberrantes, el FAI se mantiene entre 6 y 12%, siendo ligeramente más alto en T1 (10-12%) y T2 (8-10%). Todo ello contrasta con los valores bajos del Maastrichtiense terminal (FAI entre 1 y 3%) y tras el límite T2/O2 (FAI entre 2 y 4%). En Agost, este segundo intervalo con valores altos de FAI (desde T1 hasta T2) puede ser calibrado aproximadamente entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg (Fig. 3).

Evento-estratigrafía

De acuerdo a la evolución del FAI en Agost, se pueden identificar dos intervalos

los que reflejan un importante estrés ambiental. El primero y más intenso se identifica en la arcilla oscura del límite K/Pg (Acmezona DanAZ1), es decir, en los primeros 10 Ka tras el impacto de Chicxulub y el evento de extinción en masa catastrófica del límite K/Pg (Molina et al., 1996; Arenillas et al., 2018). Está caracterizado por el apogeo de *Guembelitría* y un brusco incremento del FAI (Figs. 2 y 3). Se ha relacionado con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub, como un calentamiento climático global, alteraciones en la productividad y en la acidez de los océanos, y la contaminación química de la superficie oceánica (Smit, 1990; Arenillas et al., 2018; Sepúlveda et al., 2019; Gilabert et al., 2021, 2022; Krahel et al., 2023).

El segundo intervalo con estrés ambiental se identifica entre los subestadios T1 y T2 (parte inferior de DanAZ3), y está caracterizado por apogeos de *Chiloguembelitría* y valores elevados de FAI (Figs. 2 y 3). Este intervalo ha sido relacionado fundamentalmente con el emplazamiento de la Formación Ambelani de las Traps del Decán, un pulso volcánico del Decán que aconteció aproximadamente entre 50 y 380 Ka tras el límite K/Pg, y que provocó contaminación química de la superficie oceánica en un momento de reducida eficiencia de la bomba biológica (Gilabert et al., 2021, 2022; Krahel et al., 2023).

Conclusiones

El análisis de la evolución del índice de anomalía de foraminíferos (FAI) en la sección de Agost (Alicante) sugiere dos intervalos de estrés ambiental tras el límite K/Pg: 1) Intervalo de los primeros 10 Ka del Daniense, coincidiendo con el depósito de la capa de arcilla oscura del límite K/Pg, y que se relaciona con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub; 2) Intervalo entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg, el cual se relaciona con el pulso volcánico Ambelani del Decán. Estos intervalos se caracterizan por el fuerte incremento en la abundancia relativa de ejemplares aberrantes de foraminíferos planctónicos, lo cual contrasta con los bajos valores del FAI tanto en el Maastrichtiense terminal como en el resto del Daniense estudiado.

Contribución de los autores

Arenillas, Arz y Gilabert: metodología, adquisición de datos, edición, figuras,

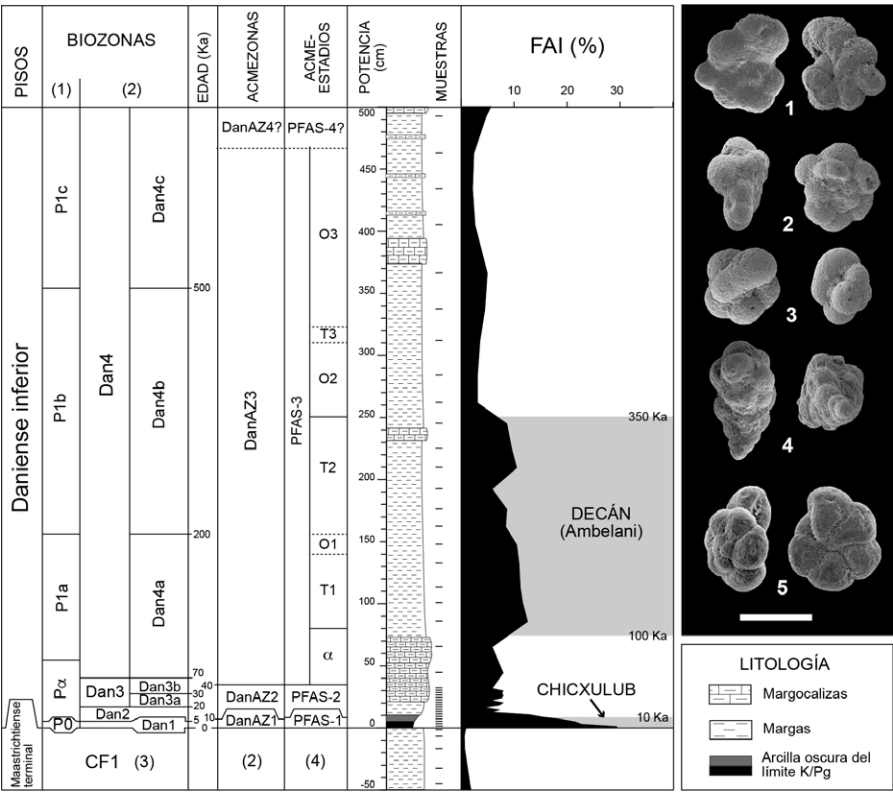


Fig. 3.- Abundancia relativa (%) de ejemplares aberrantes de foraminíferos planctónicos en la sección de Agost. FAI = índice de anomalía de foraminíferos planctónicos. Edades expresadas en Ka tras el límite K/Pg y basadas en las calibraciones de Arenillas et al. (2021) y Gilabert et al. (2021). Los dos intervalos con altos valores de FAI, y los posibles eventos desencadenantes (impacto de Chicxulub y pulso volcánico Ambelani del Decán), se señalan con sombreado gris. Ejemplos de formas aberrantes de foraminíferos planctónicos: A1) *Pv. longiapertura*, con cámara deforme protuberante, A2) *Parvularugoglobigerina* sp., con última cámara doble gemela, A3) *Parvularugoglobigerina sabina*, con última cámara tipo-bulla, A4) *Woodringina hornerstownensis*, con crecimiento multiseriado, y A5) *Pv. longiapertura*, con concha anormalmente espiroconvexa; barra de escala: 100 µm.

Fig. 3.- Relative abundance (%) of aberrant specimens of planktic foraminifera in the Agost section. FAI = foraminiferal abnormality index. Ages expressed in Ka after the K/Pg boundary and based on the calibrations of Arenillas et al. (2021) and Gilabert et al. (2021). The two intervals with high FAI values, and the possible triggering events (Chicxulub impact and Ambelani volcanic pulse of the Deccan), are indicated with gray shading. Examples of aberrant specimens of planktic foraminifera: A1) *Pv. longiapertura*, with a protruding aberrant chamber, A2) *Parvularugoglobigerina* sp., with ultimate double twinned chamber, A3) *Parvularugoglobigerina sabina*, with a bulla-like last chamber, A4) *Woodringina hornerstownensis*, with multiseriate growth, and A5) *Pv. longiapertura*, with abnormally spiroconvex test; scale bar: 100 µm.

revisión del manuscrito, investigación/ análisis. Arenillas: estructura del trabajo, coordinación, supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto PID2022-136233NB-I00 del MCIN/AEI/10.13039/501100011033, por el Grupo E33_23R del Gobierno de Aragón, y por FEDER A way of making Europe. VG disfruta de un contrato postdoctoral Margarita Salas financiado por el Ministerio de Universidades de España y por la NextGenerationEU de la Unión Europea.

Agradecemos los comentarios y correcciones realizadas por el editor Alberto Pérez y por dos revisores anónimos.

Referencias

Alegret, L., Molina, E. y Thomas, E. (2003). *Marine Micropaleontology* 48, 25-50.
Arenillas, I., Arz, J.A. y Gilabert, V. (2018). *Paleobiology* 44(3), 460-489. <https://doi.org/gd786b>
Arenillas, I., Gilabert, V. y Arz, J.A. (2021). *Geosciences* 11:479. <https://doi.org/kh3h>
Arenillas, I., Arz, J.A., Metsana-Oussaid, F., Gilabert, V. y Belhai, D. (2022). *Fossil Re-*

cord 25(1), 43-63. <https://doi.org/kh3j>
Arz, J.A., Arenillas, I., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C., Soria, A.R., Rojas-Consuegra, R., Calmus, T. y Gilabert, V. (2022). *Geological Society of America Special Paper*, 557, 415-448. <https://doi.org/kh3k>
Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2005). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18(1-2), 3-20.
Gilabert, V., Arenillas, I., Arz, J.A., Batenburg, S.J. y Robinson, S.A. (2021). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 576:110513. <https://doi.org/gkdr3g>
Gilabert, V., Batenburg, S.J., Arenillas, I. y Arz, J.A. (2022). *Geology* 50, 21-25. <https://doi.org/gqvjdj6>
Groot, J.J., De Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., Ten Kate, W.G.H.Z. y Smit, J. (1989). *Earth and Planetary Science Letters* 94, 385-397. <https://doi.org/d2565g>
Krahl, G., Arenillas, I., Gilabert, V., Kochhann, K.G.D., Bom, M.H.H., Fauth, G. y Arz, J.A. (2023). *Newsletters on Stratigraphy*, in press. <https://doi.org/kh3m>
Li, L. y Keller, G. (1998). *Marine Micropaleontology* 33, 55-86. <https://doi.org/fs48kh>
Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (1999). *Terra Nova* 11, 290-296. <https://doi.org/ck3jmw>
Metsana-Oussaid, F., Belhai, D., Arenillas, I., Arz, J.A. y Gilabert, V. (2019). *Arabian Journal of Geosciences* 12:217. <https://doi.org/kh3n>
Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996). *Revue de Micropaléontologie* 39(3), 225-243.
Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I. y Arz, J.A. (2004). *Journal of Iberian Geology* 31, 137-150.
Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, M., Murillo-Muñeton, G. y Zaghib-Turki, D. (2009). *Episodes* 32(2), 84-95. <https://doi.org/kh3p>
Sepúlveda, J., Alegret, L., Thomas, E., Haddad, E., Cao, C. y Summons, R.E. (2019). *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1195-1217. <https://doi.org/gjpnzr>
Smit, J. (1990). *Geologie en Mijnbouw* 69, 187-204.
Villasante-Marcos, V., Martínez-Ruiz, F., Ossete, M.L. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2007). *Meteoritics & Planetary Science* 42(9), 1505-1527. <https://doi.org/d74cwq>
Wade, B.R., Pearson, P.N., Berggren, W.A. y Pälike, H. (2011). *Earth-Science Reviews* 104, 111-142. <https://doi.org/d9zs3r>

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

José Luis Clavero Toledo¹, Carlos Sanz de Galdeano^{2*} y Rafael Yus³

¹ Geólogo. Profesional de la geotecnia. C/ Etiopía, 12. Málaga (29018). claverogetecnico@gmail.com

² Exmiembro del IACT (CSIC – Univ. Granada). C/ Cervantes, 10. La Zubia (18140 – Granada). csanz@ugr.es

³ Catedrático de Biología y Geología. Urbanización El Jardín, 22. Vélez-Málaga (29700 – Málaga). rafael.yus82@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

The Sierra de Alhama presents a very different evolution of its N and S slopes. On its southern slope there is an important development of coherent landslides that are absent on the north slope. These have been produced by the different structure of that mountain on each slope, combined with erosion, and the probable action of important paleoearthquakes.

Key-words: Erosion, landslides, paleoseismicity.

RESUMEN

La Sierra de Alhama presenta una muy diferente evolución de sus laderas N y S. En la ladera sur hay un importante desarrollo de deslizamientos de masas coherentes que están ausentes en la norte. Estos se han producido por la diferente estructura de esa sierra en cada ladera, combinada con la erosión, y probablemente por la acción de importantes paleoterremotos.

Palabras clave: Deslizamientos, erosión, paleosismicidad.

Geogaceta, 75 (2024), 63-66

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100351>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

En la evolución morfológica de las laderas de las montañas concurren diversos factores: su litología, estructura, y las posibles inestabilidades tectónicas, además del clima. En el caso que se estudia se pretende mostrar cómo los dos primeros rasgos juegan un papel fundamental por su diferente distribución en cada ladera, así como el probable papel jugado por paleoterremotos.

La Sierra de Alhama o Sierra del Cabrero, ocupa parte del límite entre las provincias de Granada y Málaga (Fig. 1) y se extiende en una dirección aproximada E-O. Desde el punto de vista geológico es un sector singular: se sitúa en la Zona Externa, forma parte del Subbético Interno o Penibético, y a menos de un kilómetro al sur se sitúa la Zona Interna. A lo largo de ese contacto la Zona Interna se desplaza hacia el oeste en relación a la Externa.

Los aspectos geológicos del Subbético en el sector de estudio fueron descritos por Vera (1969). Diversos autores como López Arroyo *et al.* (1981), Clavero *et al.* (2007) y Grützner *et al.* (2013) proporcionaron in-

formación sobre los efectos del gran terremoto acontecido en 1884 (Terremoto de Andalucía) atribuida a la falla de Ventas

de Zafarraya. Sin embargo, no conocemos ningún artículo que describa la evolución de las laderas de la Sierra de Alhama, algo que tiene rasgos interesantes.

Estratigrafía

La serie estratigráfica de la Sierra de Alhama está formada en su base por dolomías oscuras que tienen un espesor de al menos 500 m. Se atribuyen al Jurásico inferior, quizás incluyendo parte del Triás.

Encima hay calizas de tonos más claros que las dolomías, que alcanzan unos 200 m de espesor. En su parte superior presentan sílex oscuro en nódulos, a veces casi en bancos. Elorza *et al.* (1979) las atribuyen al Jurásico inferior - Toarciense.

Sobre esos términos aparecen calizas y margocalizas con sílex de colores claros. Alcanzan en algunos puntos hasta unos 100 m de espesor, mientras que no se conservan en otros. Dan relieves mucho menos marcados que las dolomías y las calizas antes citadas. Su edad es Jurásico medio.

Encima se observan margas, margocalizas y algún nivel calizo de tonos blan-



Fig. 1. Situación regional del sector estudiado. En B, en blanco: depósitos cuaternarios y suelos (ver figura en color en la Web).

Fig. 1. Regional situation of the studied sector. In B: in white: Quaternary deposits and soils (see color figure in Web).

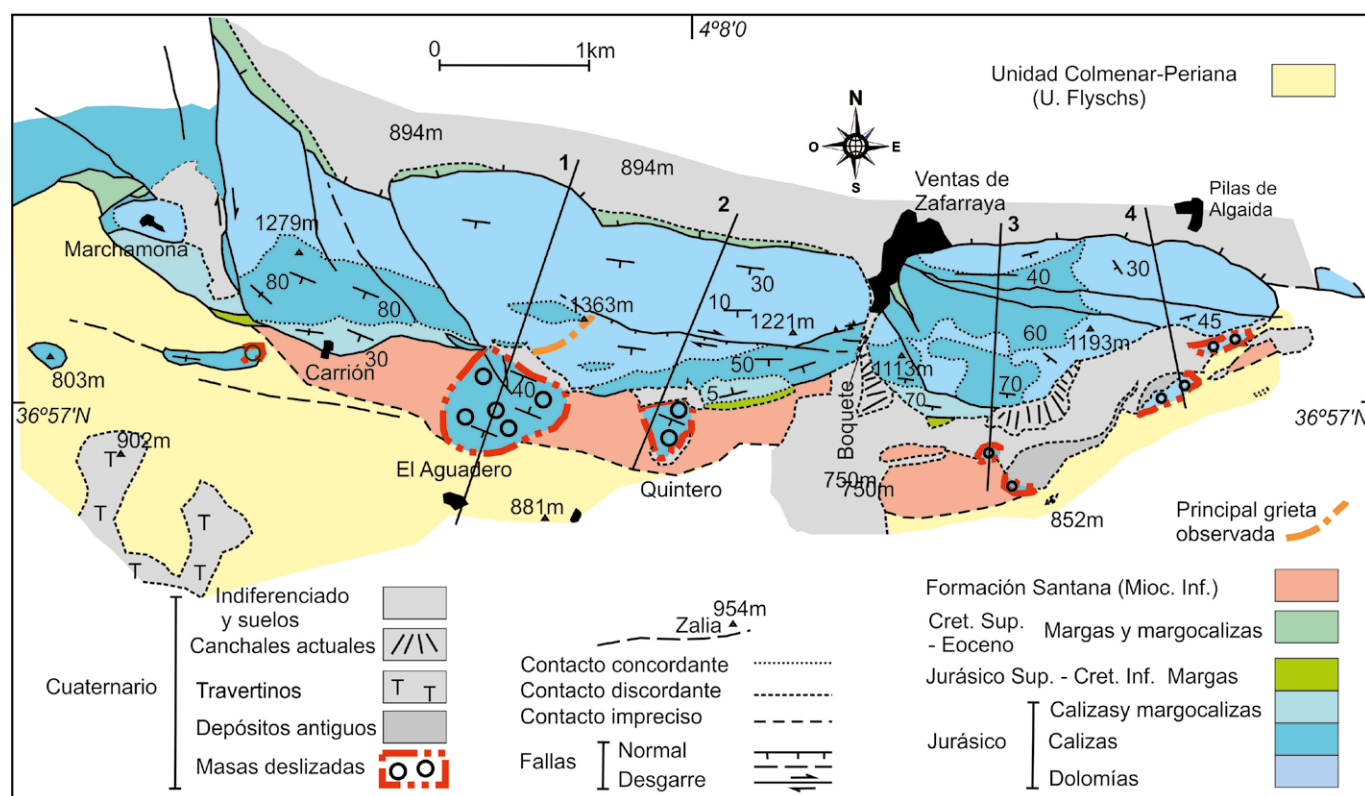


Fig. 2. Esquema cartográfico de la Sierra de Alhama. Se señala la posición de los cortes de la figura 3 (ver figura en color en la Web).

Fig. 2. Cartographic scheme of the Sierra de Alhama. The position of the cross-sections of figure 3 is indicated (see color figure in Web).

cos y asalmonados que corresponden al Jurásico superior. Se presentan de forma discontinua y se encuentran muy tectonizados, afectados predominantemente por fallas de desgarre dextrorso. También

se observan margas y margocalizas blancas que se atribuyen al Cretácico inferior que igualmente se presentan en afloramientos discontinuos (Fig. 2). Buena parte de sus afloramientos se encuentran cubiertos por depósitos de ladera.

En la parte norte de la Sierra de Alhama afloran margas y margocalizas blancas y asalmonadas. Son las facies típicas del Cretácico superior al Eoceno del Subbético. Forman gran parte del relleno de la depresión (polje) de Zafarraya y su espesor supera varios cientos de metros, aunque solo se observan algunas decenas de metros pues el relleno cuaternario de la depresión las oculta. La falla de Ventas de Zafarraya (Grützner *et al.*, 2013) separa estos materiales de las dolomías (Figs. 2 y 3).

En la parte sur de Sierra de Alhama afloran términos más modernos. No se ven allí los sedimentos del Cretácico superior, sino que sobre los términos del Cretácico inferior se encuentra en primer lugar la "Formación Santana" (Mathis, 1974) (Fig. 2). Está formada por margas, arcillas y areniscas en la base sobre la que afloran calizas detríticas, en muchos casos conglomeráticas, con intercalaciones de margas y arcillas y, a techo, se vuelven a observar arcillas y areniscas. Esta formación, cuya edad es Mioceno inferior, en algunos puntos alcanza un espesor

de unos 200 m, generalmente menos. Su contacto con los términos inferiores debió ser originalmente discordante, aunque ahora se encuentra muy tectonizado. Hasta aquí las secuencias que pueden considerarse propias del Subbético en este sector.

Encima se sitúa el Complejo Colmenar-Periana (Fig. 2) (Elorza *et al.*, 1979) que aflora al sur de la Sierra de Alhama y está formado por arcillas, arenas y areniscas rojizas y pardas. Se atribuye al Mioceno inferior y puede considerarse *grosso modo* como equivalente a las unidades de Flyschs del Campo de Gibraltar.

Más al sureste, aparecen dos complejos de la Zona Interna, el Maláguide y el Alpujárride (Fig. 1 B), cuya descripción no es necesaria para los objetivos del presente trabajo.

Justo fuera del sector estudiado, al SSO del Boquete de Zafarraya (Figs. 1B, 2 y 4) se encuentra la llamada Mesa de Zalia en la que existe un espesor de unos 200 m de conglomerados y travertinos. Estos últimos abundan en el techo de la formación, pero ya existen -sobre todo como cantos y bloques arrastrados- desde los sedimentos basales. En su parte norte muestran una neta discordancia angular que se abre hacia el sur (Vera, 1969). Estos travertinos y los existentes en

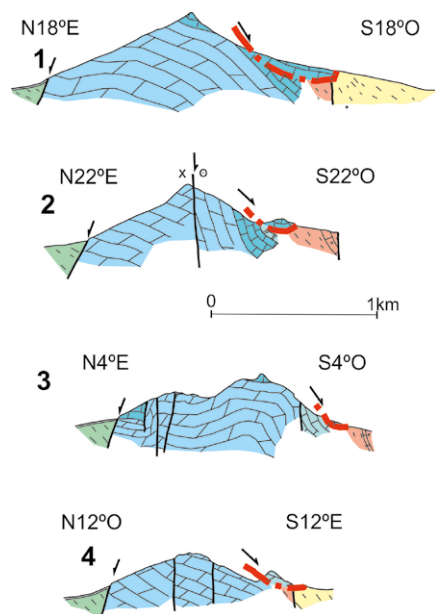


Fig. 3. Cortes geológicos de la Sierra de Alhama. En rojo se indican los sectores deslizados. Colores iguales a los de la Fig. 2 (ver figura en color en la Web).

Fig. 3. Geological cross-sections of the Sierra de Alhama. The landslides are indicated in red. The colors correspond to those of Fig. 2 (see color figure in Web).



Fig. 4. Panorámica general N-S de la Sierra de Alhama y su entorno (ver figura en color en la Web).

.Fig. 4. N-S panoramic view of the Sierra de Alhama and its surrounding area (see color figure in Web).

Periana se formaron a partir de surgencias del borde sur de la Sierra de Alhama, actualmente no activas.

En la ladera sur de la Sierra de Alhama hay además depósitos localmente potentes, del orden de hasta 10 m, de derrubios acumulados, además de canchales, bien desarrollados. Pero el rasgo más interesante son las importantes masas deslizadas (Figs. 2 a 5) que no se observan en la ladera norte.

Estructura del sector estudiado

La estructura de la Sierra de Alhama es relativamente simple: en su lado norte está limitada por una falla normal (falla de Ventas de Zafarraya) con una ligera

componente de falla de desgarre dextrorsa (Grützner *et al.*, 2013). Esta falla hunde su labio norte y su salto vertical es al menos de 500 m. A ella se atribuye el terremoto del 24-12-1884 (Reicherter *et al.*, 2003). En este labio norte las dolomías buzcan hacia el sur, es decir, contra la pendiente de esa ladera (Figs. 2 y 3). En la parte central de la sierra hay algunas fallas que la recorren longitudinalmente (además de otras transversales que la cortan en su sector occidental). Son fallas de desgarre dextrorso, aunque presentan posteriores movimientos verticales, hundiendo su labio sur. En el borde sur, el buzamiento general es también en esta dirección, localmente con valores incluso cercanos a la vertical.

Esta estructura de la Sierra de Alhama hace que exista una notoria asimetría en la disposición de los materiales: están a contrapendiente en el lado norte y a favor de la pendiente en el lado sur.

Aunque actualmente la Sierra de Alhama domina topográficamente a los materiales del Campo de Gibraltar y a los de la Zona Interna directamente situados al sur, el análisis de los contactos no muestra un cabalgamiento. Es decir, el Subbético no se observa que sea cabalgante, sino que tanto la estructura general como otras menores muestran desplazamientos laterales dextrorsos. Así, en términos altos de la serie subbética se observan abundantes estructuras menores que indican desplazamientos

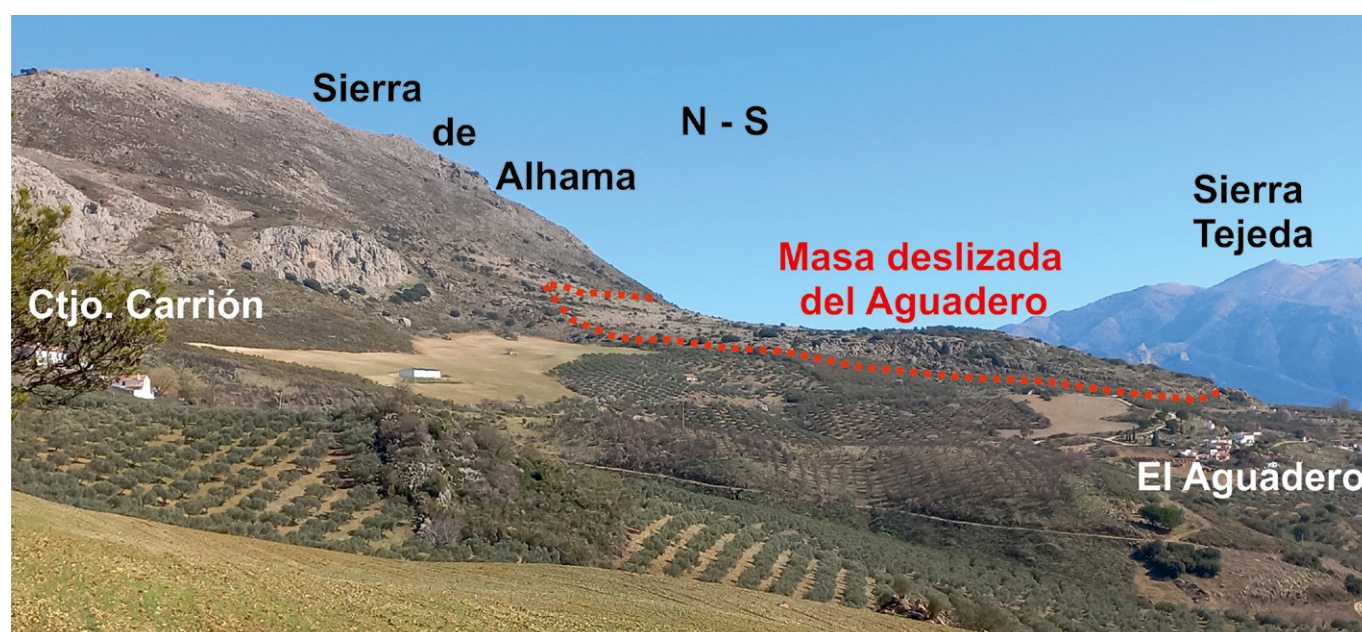


Fig. 5. Vista del deslizamiento del sector de El Aguadero (ver figura en color en la Web).

.Fig. 5. View of the landslide of the El Aguadero sector (see color figure in Web).

dextrorsos. Esto se observa también en el contacto entre la formación Santana y términos más bajos del Subbético.

También, en el Complejo Maláguide, directamente al sur, abundantes microestructuras indican desplazamientos de tipo dextrorso.

Deslizamientos y estructuras asociadas

El rasgo más notorio que existe en la ladera sur de la Sierra de Alhama son los numerosos deslizamientos de masas coherentes de carbonatos (calizas y dolomías) allí presentes (Figs. 2 a 5). Uno de ellos, el que llamamos de la Mesa de El Aguadero, tiene más de medio kilómetro de longitud (no es un deslizamiento meramente superficial, pues tiene un espesor superior a 70 m). En la ladera norte no se observan este tipo de depósitos, aunque sí hay, como en la sur, cantos caídos, incluso bloques de varios metros cúbicos.

En la ladera sur también existen grietas de varios cientos de metros de longitud que presentan diversos grados de apertura, en algún punto de varios metros de anchura. Es común que dichas grietas tengan un doble relleno: bandas de espeleotemas y brechas posteriores que a veces ocupan el espacio creado durante la apertura de las grietas.

Discusión

La presencia de deslizamientos en la ladera sur de la Sierra de Alhama se debe a que en ella las dolomías y las calizas tienen una clara tendencia a deslizarse, al contrario de lo que ocurre en la norte.

Originalmente esta ladera sur tuvo un relieve muy diferente al actual: términos de la formación Santana y de la unidad de los Flyschs, al igual que los complejos de la Zona Interna, alcanzaban mucha mayor altura que la actual. Pero han sido fuertemente erosionados (solo las calizas de la formación Santana destacan algo en el relieve). El resultado de esta erosión es que la ladera sur perdió la protección que impedía los deslizamientos.

Además, hay otro factor a considerar en el desencadenamiento de los deslizamientos; se trata de fuertes terremotos. La falla de Ventas de Zafarraya (a la que se atribuye el terremoto de 1884) y otras fallas más o menos paralelas, son activas. Ese terremoto no ha podido ser el único

en la historia de la región (Grützner *et al.*, 2013), y posiblemente otros anteriores contribuyeran a desencadenar importantes deslizamientos.

El deslizamiento de la Mesa de El Aguadero (Fig. 5) posiblemente necesitó una sacudida repentina para formarse. Y en sus cuevas interiores se reconocen marcadores paleofreáticos que se encuentran inclinados, así como formaciones de estalagmitas giradas, coincidiendo sus cambios de inclinación con desplazamientos de toda la Mesa de El Aguadero hacia el sur. El último gran movimiento ha podido ser datado por la inflexión terminal de estos espeleotemas (Clavero *et al.*, 2007), obteniendo una edad aproximada de unos 4.000 años BP, conseguida por los métodos de datación del carbono-14 (laboratorio Beta Analytic de Florida) y por el sistema de datación U-Th (Univ. de Southampton en Inglaterra). Esto indica que en el deslizamiento de la Mesa del Aguadero actuaron sucesivos paleoterremotos, uno de ellos de la edad citada, al margen de roturas recientes en las simas que probablemente correspondan con el último gran terremoto de 1.884, aunque no se tiene constancia de que se desplazara significativamente en esta fecha.

Por su parte, las citadas grietas de la Sierra de Alhama, actualmente más altas que los deslizamientos, muestran al menos dos etapas de apertura. Una primera progresiva pero lenta, con la formación de espeleotemas a veces de unos 30 cm de espesor, y otra más brusca, con apertura neta y relleno de brechas. Corresponden al mismo fenómeno de los deslizamientos, pero sin alcanzar esos desplazamientos, quedando los materiales casi *in situ*. En la Fig. 2 se marca en naranja la grieta mayor. También algunas fallas muestran grietas abiertas después de sus movimientos principales, así en la falla de desgarre del SO de Ventas de Zafarraya, se observa una apertura posterior a su funcionamiento con espeleotemas y relleno de brechas.

La actividad tectónica del sector queda también demostrada por el hecho de que en la Mesa de Zalia existe la citada discordancia angular en materiales del Cuaternario. Se ha debido formar por el movimiento progresivo de subsidencia de una falla allí situada.

Conclusiones

El flanco sur de la Sierra de Alhama presenta fuertes buzamientos en esa di-

rección, lo que facilitó que se produjeran deslizamientos de masas coherentes de carbonatos, algo que no ocurre en el lado norte, en el que el buzamiento a contrapendiente lo impide en gran medida.

La erosión eliminó el soporte que el flanco sur tenía, dejando los estratos calizos y dolomías sin apoyo.

La presencia en este sector de la falla de Ventas de Zafarraya, además de otras fallas, entre ellas el contacto entre las Zonas Interna y Externa, ha propiciado que se haya visto sometido a fuertes terremotos, los cuales muy probablemente son los que desencadenaron los deslizamientos descritos y la apertura de importantes grietas. Existen rasgos que muestran que estos hechos se han producido en diversas etapas.

Agradecimientos

Las correcciones y sugerencias de dos revisores anónimos han mejorado sensiblemente el texto final.

Referencias

- Clavero, J.L., Marín, F., Martínez, M.A. y Mateos, A. (2007). En: *Asociación Española de Ingeniería sísmica. Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Gerona, Comunicaciones.
- Elorza, J.J., García-Dueñas, V., González-Donoso, J.M., Martín, L. y Matas, J. (1979). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja de Zafarraya nº 1040 y memoria*. IGME. 64 p.
- Grützner, C., Ruano, P., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Becker-Heidmann, P., Sanz de Galdeano, C., Rudersdorf, A. y Reicherter, K. (2013). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4), 5-32.
- López Arroyo, A. Martín Martín, A.J. Mézcua Rodríguez, J. (1981). *El terremoto de Andalucía del 25 de diciembre de 1884*. IGN, 5-94.
- Mathis, V. (1974). *Étude géologique de l'extrémité orientale de la zone de Colmenar (prov. de Malaga, Espagne)*. Tesis 3^{er} ciclo. Univ. Besançon, 192 p.
- Reicherter, K.R., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J. Reiss, S. y González-Lodeiro, F. (2003). *International Journal of Earth Sciences*, 92, 912-922.
- Vera, J.A. (1969). *Memoria IGME 72*, 187.

Deslizamientos en Sierra Elvira (provincia de Granada). Su probable relación con paleoterremotos

Landslides in Sierra Elvira (Granada province). Their probable relation with palaeoearthquakes

Carlos Sanz de Galdeano^{1*} y Rafael Carvajal²

¹ Exmiembro del IACT (CSIC – Univ. Granada). C/ Cervantes, 10. La Zubia (18140 – Granada). csanz@ugr.es

² Urbanización Florida Sur, 4. 18150. Gójar (Granada). rgeo@correo.ugr.es

*Corresponding author

ABSTRACT

In Sierra Elvira there are coherent limestone mass slides. In addition to the lithology, the structure (a south-vergent anticline and important faults) favored the sliding. The core of the anticline was exposed when the erosion took away its softer envelope. These landslides were probably triggered by important paleoearthquakes accounted in recent times, a hypothesis that is supported by the intense active seismicity existing in the area.

Key-words: Erosion, landslides, paleoearthquakes.

RESUMEN

En Sierra Elvira existen deslizamientos de masas coherentes de calizas. Su formación fue favorecida por la litología, la estructura del área (un anticlinal volcado vergente al sur y la presencia de fallas importantes). El núcleo del anticlinal quedó expuesto cuando la erosión le quitó su envoltura más friable. Esos deslizamientos fueron probablemente desencadenados por paleoterremotos importantes acaecidos en tiempos geológicos recientes, hipótesis que se apoya en la intensa actividad sísmica actual y reciente de la región.

Palabras clave: Deslizamientos, erosión, paleoterremotos.

Geogaceta, 75 (2024), 67-70

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100353>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La estructura y la litología determinan la evolución de las laderas, y de acuerdo con ellas se desarrollan distintos tipos de derrubios así como deslizamientos. Muchos de estos procesos suelen ocurrir en terrenos blandos que, empapados en agua, tienden fácilmente a deslizar, pero otros afectan a rocas competentes si se dan las condiciones necesarias. Pero la identificación de deslizamientos no siempre es fácil, particularmente algunos ocurridos en terrenos coherentes y cuando la estructura no es simple, por lo que en ciertos casos pasan inadvertidos.

Eso sucede en la ladera sur de la parte alta de Sierra Elvira (cuyo punto culminante se encuentra a 1102 m de altura, en el pico Elvira o Morrón de Enmedio) donde la estructura es compleja, por lo que en algún caso surge la duda de si las rocas están *in situ* formando parte de la estructura, o bien están deslizadas. Por esa razón, aunque tales deslizamientos existen en Sierra Elvira, su presencia no se ha visto reflejada en ninguna cartografía de la zona que conozcamos.

Destacar la existencia de esos deslizamientos así como de sus condicionantes, es el propósito de la presente contribu-

ción. Entre estos condicionantes se resalta su posible origen sísmico, en un sector donde existen importantes fallas activas que además facilitan la existencia de un notorio hidrotermalismo (Castillo, 2006).

El área en estudio, la ladera sur de la parte alta de Sierra Elvira, está a unos 10 km al NNO de la ciudad de Granada (Figs. 1 y 2). Este sector se sitúa en la Zona Externa Bética, en lo que García Dueñas (1967) denominó Dominio Subbético Medio Meridional.

Estratigrafía

La serie estratigráfica de Sierra Elvira está formada en su base por arcillas y limos versicolores, entre los que abundan los tonos rojos, verdes y amarillos. Esos sedimentos tienen yesos intercalados y, localmente, rocas básicas de tipo ofitas, además de algunas calizas y margocalizas tableadas. Se atribuyen al Triásico Superior y alcanzan varios cientos de metros de espesor, pero en el sector estudiado pueden observarse tan solo unas decenas de metros, ya que se encuentran muy deformados.

Estratigráficamente encima hay dolomías oscuras de varios cientos de metros de espesor. Son del Jurásico In-

ferior, aunque en su base podrían incluir parte del Triásico. Sobre ellas hay calizas de tonos más claros que en su parte superior presentan sílex oscuro en nódulos, a veces casi en bancos, y terminan en ca-

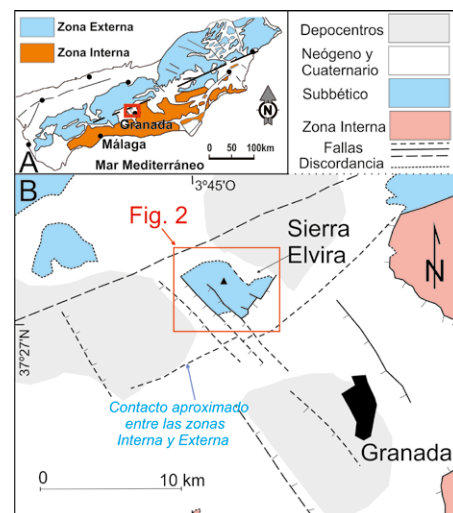


Fig. 1. Situación regional de Sierra Elvira. A: En la Cordillera Bética. El cuadrado rojo indica la posición de B. B: En su entorno geológico próximo. El cuadrado indica la posición de la figura 2 (ver figura en color en la Web).

Fig. 1. Regional situation of Sierra Elvira. A: In the Betic Cordillera. The red square indicates the position of B. B: In its immediate geological environment. The square indicates the position of figure 2 (see color figure in Web).

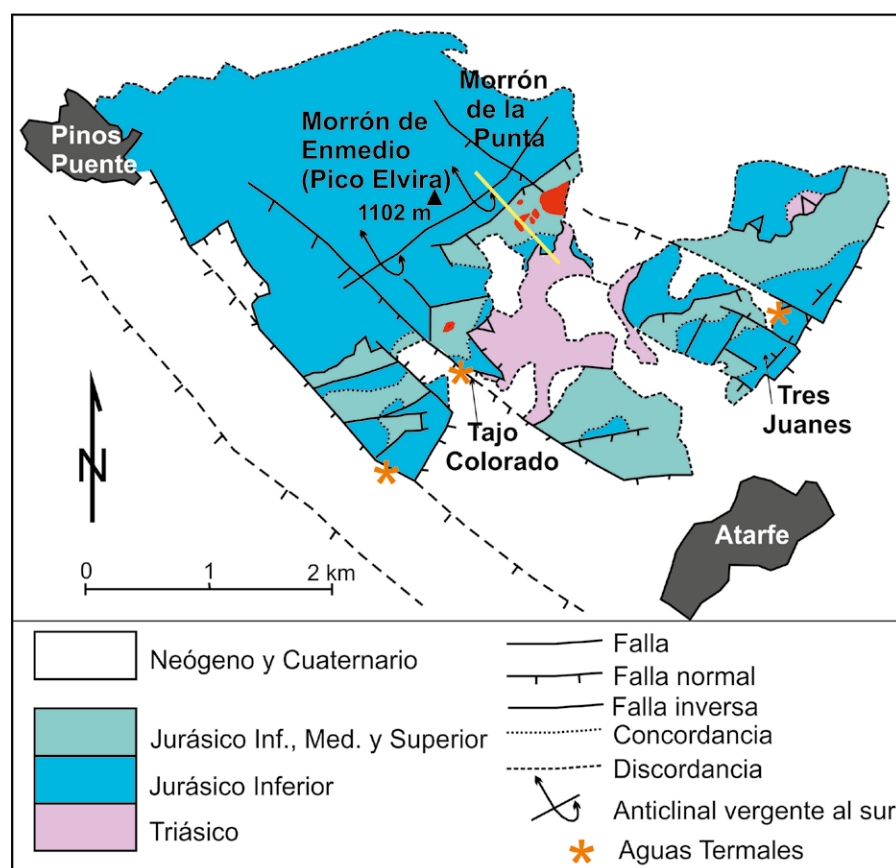


Fig. 2. Esquema geológico de Sierra Elvira. En rojo se indica la posición de los deslizamientos de calizas. La línea amarilla señala la posición del corte de la figura 3 (ver figura en color en la Web).

Fig. 2. Geological scheme of Sierra Elvira. In red the position of the limestone landslides is indicated. The yellow line corresponds to the position of the cross-section of figure 3 (see color figure in Web).

lizas con crinoides. Son del Jurásico Inferior y pueden llegar a 200 m de espesor. Encima existen algunos niveles de calizas nodulosas y una sucesión de margocalizas y margas de tonos claros que tiene un espesor conjunto que puede superar los 100 m. Su edad comprende la parte alta del Jurásico Inferior (Domeriense) y parte baja del Medio (Aalenense). Sobre esos materiales hay niveles de radiolaritas y margas síliceas, con una potencia conjunta de unos 25 m, seguidas por calizas, calizas nodulosas y margocalizas que alcanzan del orden de 35 m. Estos términos corresponden al Jurásico Medio y Superior.

Estructura de Sierra Elvira

La estructura de Sierra Elvira es bastante complicada. El rasgo que destaca en primer lugar es un *horst* complejo que se ha elevado en medio de la cuenca neógena-cuaternaria de Granada. Particularmente su límite occidental está formado por fallas normales de dirección NO-SE (Figs. 1B y 2) que hunden los bloques del

oeste cuyo salto vertical conjunto supera los 1000 metros, formando el depocentro más importante de la cuenca de Granada (Rodríguez- Fernández y Sanz de Galdeano, 2006), (en la figura 1 se muestra este depocentro y otros dos, al NE y SE de Sierra Elvira). Es sede de una notoria actividad sísmica que ha producido daños en diversas ocasiones. Así sucedió en 1956 (López Casado *et al.*, 2001), o más recientemente, desde finales de 2021 hasta bien entrado 2022. Situar los hipocentros de los terremotos en el depocentro principal implicaría llenarlo totalmente de los símbolos correspondientes.

Además de las fallas NO-SE, y de otras de dirección NE-SO, así, las que delimitan Sierra Elvira por el SE, este sector se encuentra muy cerca del contacto con la Zona Interna Bética, cuyo trazado no se observa pues está oculto por sedimentos neógenos y cuaternarios, pero que no debe situarse a más de 2 o 3 km al sur (Fig. 1).

Entre los rasgos más antiguos de la estructura de Sierra Elvira destaca la presencia de un diapiri que elevó materia-

les triásicos. Esta es la razón por la que dos fallas normales (las que limitan el Tajo Colorado) (Fig. 2) hunden materiales triásicos que previamente se habían elevado. Este diapiri se sitúa en la parte central de Sierra Elvira, limitando con los picos de los Morrones, su sector más elevado, cuya ladera sur es el objeto de este trabajo.

En los Morrones la principal estructura corresponde a un anticlinal con un flanco invertido (Figs. 2 y 3) vergente hacia el SE en el que las calizas situadas sobre las dolomías están invertidas. Este anticlinal está cortado en su parte meridional por una falla NE-SO, la cual, para Lupiani Moreno y Soria Mingorance (1988), es una falla inversa vergente hacia el SE. De hecho, existen allí contactos entre materiales del Jurásico Medio y Superior (radiolaritas y calizas nodulosas) con calizas del Jurásico Inferior. Falta por tanto la formación de margocalizas y margas. Sin embargo, al examinar la traza de la falla, su geometría indica una superficie fuertemente buzante hacia el SE (Fig. 3) por lo que debe tratarse de una falla normal paralela a las del borde SE de Sierra Elvira. Su salto vertical puede ser superior a 200 m y corta abruptamente al anticlinal.

Al sur de esta falla la estructura es mucho más suave, cuya continuidad está interrumpida por el diapiri (Fig. 3) y, hacia el SO por varias fallas normales, tal como las del Tajo Colorado de dirección NO-SE.

Deslizamientos de masas coherentes de carbonatos

El hecho de que buena parte de la ladera SE de los Morrones corresponda a calizas y dolomías, hace que varios afloramientos de masas deslizadas de calizas pasen desapercibidos al ser fácilmente confundidos con otros que están claramente *in situ*. Sin embargo, el análisis de los contactos de varias de estas masas con los terrenos adyacentes muestra claramente que constituyen terrenos deslizados sobre materiales más modernos, del Jurásico Medio y Superior. Estos deslizamientos se concentran al sur de los llamados Morrones de Enmedio y de la Punta, mientras que solo se ha localizado uno al NO del Tajo Colorado (Fig. 2).

El afloramiento que más claramente se identifica como una masa deslizada se sitúa al SE del Morrón de Enmedio y tie-

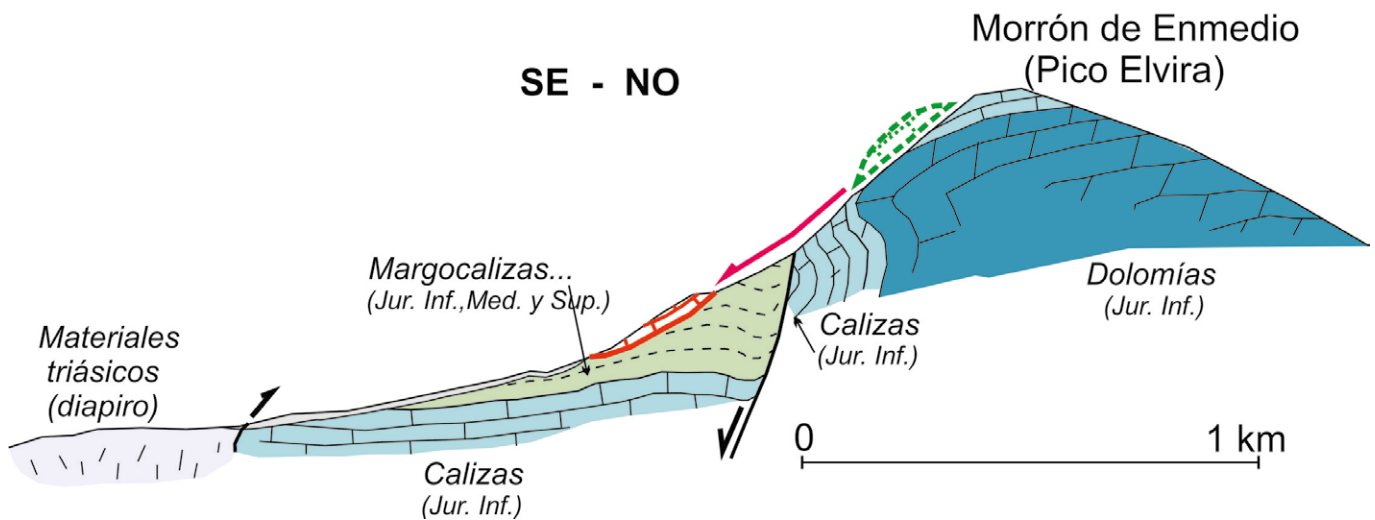


Fig. 3. Corte geológico que indica las posiciones original (verde) y actual (rojo) del deslizamiento del Morrón de Enmedio mostrado en la figura 4. Su traza se señala en la figura 2 (ver figura en color en la Web).

Fig. 3. Geological cross section indicating the original (green) and current (red) positions of the landslide shown in figure 4. Its trace is indicated in figure 2 (see color figure in Web).

ne unos 150 m de longitud. Está formado por calizas del Jurásico Inferior que aparecen superpuestas a terrenos del Jurásico Medio y Superior (Figs. 2 a 4). Este deslizamiento ha dejado una cicatriz en las calizas del Morrón de Enmedio de las que procede (Figs. 3 y 4A). Esa marca se ve mejor a distancia, a algo más de 1 km, pues cerca del deslizamiento la perspectiva existente no permite verla. La masa de calizas se desplazó unos 250 m desde su posición original.

Directamente al E de ese deslizamiento existe otro de mayor tamaño que está situado sobre los mismos materiales margosos, además de otros deslizamientos menores (Fig. 2). En la parte más oriental del Morrón de la Punta se observa una notoria acumulación de derrubios de dolomías en la ladera, pero no como una masa coherente deslizada.

Discusión

Los deslizamientos descritos se han producido, salvo uno, desde la parte alta de la ladera sur de los Morrones, es decir, desde el flanco elevado del anticlinal vergente al SE (Fig. 2). En esa parte del anticlinal, las calizas tenían, y en buena parte tienen, buzamientos elevados hacia el SE, llegando en algún caso a ser verticales. Es decir, tenían tendencia a caer, aunque originalmente estaban protegidos por otros sedimentos más jóvenes. Esos sedimentos fácilmente erosionables, dada su litología principalmente margoso-calcareo, desaparecieron conforme la erosión progresó.

Los deslizamientos ahora descritos

se formaron en un momento en el que la ladera sur de los Morrones ya estuvo suficientemente erosionada, pues se produjeron sobre un relieve bastante parecido al actual, cuando ya las calizas del Jurásico inferior no tenían ningún apoyo externo. Implica esto que su edad debe ser reciente, posiblemente del Pleistoceno Superior – Holoceno antiguo.

En ese proceso, una vez que las calizas ya estuvieron en una situación de inestabilidad, se puede apelar a un posible claro factor de desencadenamiento existente en el sector. Se trata de fuertes terremotos. Ya se ha citado la notoria abundancia de terremotos recientes en este sector, junto a una constante microsismicidad. En el pasado, sin duda, han debido actuar repetidamente.

Las fallas a las que se pueden atribuir esos terremotos son en primer lugar las del juego NO-SE que limitan la parte occidental de Sierra Elvira y que también se observan en el interior y existen en el citado depocentro. Junto a ellas hay otras muchas fallas, de manera que Sierra Elvira está enormemente fracturada (en imágenes de satélite se observa que muchos sectores presentan gran densidad de fallas, individualizado bloques). Y, además, tampoco se pueden descartar los efectos que pudieron provocar posibles terremotos producidos por fallas más lejanas.

Finalmente cabe indicar que en la parte SE de Sierra Elvira, cerca de la Ermita de los Tres Juanes, a pesar de la existencia de fallas importantes, no se han observado deslizamientos de masas coherentes como las señaladas en el sector de los Morrones (Fig. 2). Allí, las

calizas y dolomías buzaban hacia el interior del relieve y, en consecuencia, no tienen tendencia a caer por deslizamiento a fa-

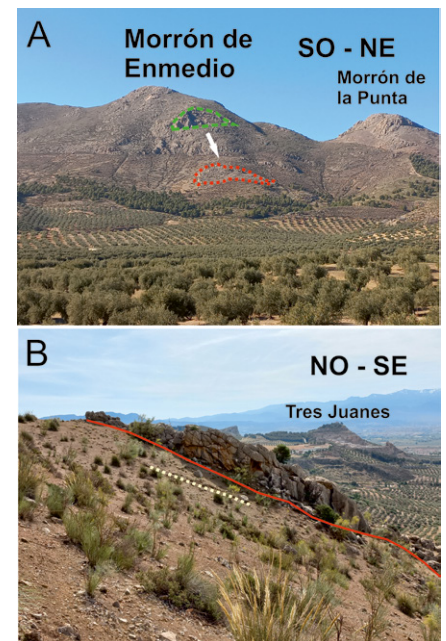


Fig. 4. Vista del deslizamiento de calizas más claramente visible. A: en verde la cicatriz en la montaña y en rojo la posición actual de la masa deslizada. En ambos casos se conserva la forma de media luna del deslizamiento. B: detalle de parte de ese deslizamiento que descansa en ese punto sobre sedimentos del Jurásico Medio (la línea de puntos amarilla indica la estratificación de estos) (ver figura en color en la Web).

Fig. 4. View of the most visible limestone slide. A: in green the scar on the mountain and in red the current position of the slid mass. In both cases, the crescent shape of the slide is preserved. B: detail of part of that landslide that rests at that point on Middle Jurassic sediments (the yellow dotted line indicates their stratification) (see color figure in Web).

vor de las superficies de estratificación, a diferencia de lo que sucede en el sector aquí tratado.

Conclusiones

Los deslizamientos de masas calizas coherentes en la ladera sur de los Morrones de Sierra Elvira han estado controlados por tres factores. Uno de ellos corresponde a la estructura, pues es preciso que esas calizas se encuentren en una posición que facilite la caída. El segundo se debe a la acción de la erosión, que puso al aire esos materiales. Y el tercero es la acción de terremotos capaces de actuar como desencadenantes de los deslizamientos.

La estructura de la parte sur de los Morrones cumple el requisito de situar las calizas en posición inestable gracias a la existencia del anticlinal vergente al SE y a la falla que hundió parte de la ladera sur de los Morrones. Esto no sucede en el frente SE de Sierra Elvira pues aunque está limitado por fallas importantes, allí las calizas buzan contra la montaña, lo que no ha facilitado los deslizamientos.

La erosión también ha cumplido su función y se llevó los materiales del Ju-

rásico Medio a Cretácico que envolvían a las calizas, exponiéndolas a su posible caída. Aun así, se podría pensar que el factor principal desencadenante fuera la lluvia, pero en ese caso muy probablemente la caída habría sido desprendiendo bloques sueltos, y no como una masa coherente que se deslizó de un solo golpe, producto de una brusca sacudida propia de un terremoto.

Y los terremotos no han faltado en este sector desde que las fallas, sobre todo las de dirección NO-SE, comenzaron a formar el depocentro de Pinos-Puente. Por ello, los deslizamientos descritos se pueden interpretar como desencadenados por paleoterremotos que, ya desde parte del Mioceno Superior, afectan a la región.

Agradecimientos

Las correcciones y sugerencias de los profesores A. Martín Algarra (Granada) y P. Alfaro (Alicante) han mejorado sensiblemente el texto final.

Referencias

Braga, J.C., Jiménez, A. y Rivas, A.P. (1979). Cuadernos de Geología de la Universi-

dad de Granada, 10, 597-604

Castillo, A. (2006). *Aguas subterráneas y termalismo en Sierra Elvira En: En busca del volcán de Sierra Elvira*. ISBN: 84-611-2435-9. Ed. Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos. 21-25.

García Dueñas, V. (1967). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 101-102, 78-100.

López Casado C., Peláez Montilla J.A. y Henares Romero J. (2001). En: *La cuenca de Granada* (Sanz de Galdeano C., Peláez Montilla J.A. y López Garrido A.C (Eds). Publ. Fac. Ciencias. Granada, 148-157.

Lúpiani Moreno E. y Soria Mingorance J. (1988). *Mapa geológico de España, e: 1:50.000, hoja 1025 (Granada)*. IGME, Memoria de 74 p.

Rodríguez-Fernández J. y Sanz de Galdeano C. (2006). *Basin Research*, 18, 85-102. <https://doi.org/bqnx9>

Sanz de Galdeano C. y Peláez J.A. (Eds.). (2011). *Fallas activas de la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica*. Ed. Universidad de Granada, 287 pp. I.S.B.N.: 978-84-338-5195-6. Depósito legal: Gr./367-2011. LibroE-book-9788433852410.html

Rocas del Cementerio de Begoña (Bilbao, Bizkaia)

The stones of Begoña Cemetery (Bilbao, Bizkaia)

Laura Damas Mollá*, Arantxa Bodego Aldasoro¹, Iñaki Antigüedad¹ y Arantza Aranburu Artano¹

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Barrio Sarriena s/n. 48940. Leioa (Bizkaia).
laura.damas@ehu.eus; arantxa.bodego@ehu.eus; inaki.antigüedad@ehu.eus; arantza.aranburu@ehu.eus

*Corresponding author

ABSTRACT

The cemetery of Begoña (Bilbao, Bizkaia) was dismantled in 2022 and will be transformed into a park with "memory". Certain construction elements will be preserved in order to transmit the history of the site to the visitors. The petrological study of the building and ornamental stones emplaced in the graveyards and mausoleums has permitted deciphering their use throughout the history and their origin, as well as selecting the most representative elements for their conservation in the future park. One of the main conclusions is that the use of the stone has changed through the time. During the first phase of the cemetery (19th century), limestones and sandstones of local origin were used. On the contrary, (late half of 20th century and 21st century) limestones, marbles and plutonic rocks of national and/or international origin were used.

Key-words: Cemetery, origin of stones, cultural heritage, construction stones.

RESUMEN

El Cementerio de Begoña (Bilbao, Bizkaia) fue desmantelado durante el 2022 y se transformará en un parque con "memoria". Conservará determinados elementos construidos con el objetivo de transmitir la historia de este lugar a los visitantes. La investigación petrológica sobre las rocas de construcción y ornamentales emplazadas en las sepulturas y panteones ha permitido conocer su uso a lo largo de la historia y su origen y seleccionar los elementos más representativos para su conservación en el futuro parque. Una de las conclusiones del estudio es que el uso de la piedra ha ido variando a lo largo del tiempo. Durante la primera etapa del cementerio (siglo XIX), se utilizaron calizas y areniscas de procedencia local. Durante las últimas etapas (mitad del siglo XX y XXI) se constata la entrada de materiales nacionales e internacionales: calizas, mármoles y rocas plutónicas.

Palabras clave: cementerio, procedencia de rocas, patrimonio cultural, rocas de construcción.

Geogaceta, 75 (2024), 71-74
<https://doi.org/10.55407/geogaceta100683>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Las rocas utilizadas como material de construcción determinan una parte importante de su identidad a pueblos y ciudades (Damas Mollá *et al.*, 2022b). En el caso de los cementerios, las litologías utilizadas para el arte funerario han ido cambiando a lo largo de la historia, por diversos motivos. Sin embargo, las tallas realizadas en las rocas custodian parte de la historia de estos lugares de una forma tangible (Riegert y Turkington, 2003).

Por otro lado, las rocas también custodian su propia historia geológica. Emplazamientos como los cementerios permiten establecer discursos geológicos en cuanto al origen de las rocas de construcción utilizadas a lo largo del tiempo.

Begoña es uno de los barrios más emblemáticos de Bilbao (Bizkaia), anexionado a la villa en 1925 (Alonso Olea, 2011). El histórico cementerio de Begoña (activo desde 1813 hasta 2006) se sitúa a unos metros de la Basílica de la Virgen de Begoña junto al acceso a pie desde el Casco Viejo de Bilbao hacia este barrio

(Fig. 1). Un proyecto urbanístico convertirá el espacio del cementerio en un parque público: "El jardín de las memorias". El proyecto *Begoñako Argia* ("la luz de Begoña", en euskera), ha sido promovido por el Ayuntamiento de Bilbao y ejecutado por la Sociedad de Ciencias Aranzadi, en colaboración con la UPV/EHU (grupo de investigación HGI). Agrupa diferentes disciplinas que se han unido para conseguir una visión interdisciplinar del conjunto del cementerio. Ello ha generado relato y conocimiento que servirán para el futuro parque (<https://www.aranzadi.eus/begonako-argia>). Para ello se conservarán algunos elementos construidos que permitirán explicar su historia. El campo-santo ha sido desmantelado en 2022.

El estudio petrológico del proyecto aborda la identificación y documentación de los materiales utilizados en los diferentes tipos de enterramiento y otras construcciones que se conservan en el cementerio. Los objetivos principales son la caracterización petrológica de las litologías utilizadas, su grado de conservación y la atribución de su procedencia

(de importación o local). Para ello se ha realizado un inventario con una serie de fichas que incluyen mapeos litológicos de los panteones y de las sepulturas de suelo e identificación de las rocas a visu.



Fig. 1.- Localización geográfica del Cementerio de Begoña (Bilbao, Bizkaia),

Fig. 1.- Geographic location of the Begoña Cemetery (Bilbao, Bizkaia).

Descripción de las litologías de construcción y grado de conservación

Las rocas más empleadas en el cementerio son sedimentarias: calizas y areniscas. Aunque también se ha constatado el uso de rocas ígneas y metamórficas (Fig. 2).



Fig. 2.- Rocas utilizadas en el cementerio A) Cruz de caliza micrítica de matriz grisácea y rudistas requiénidos; B) Sección de equinodermo y espículas en caliza de matriz grisácea; C) Caliza micrítica de matriz oscura con *Chondrodonta* sp. enteros; D) Calizas micríticas de matriz crema con bioclastos milimétricos; E) Estilolitos geométricos de gran amplitud en caliza micrítica crema; F) Lápida de cuarzoarenita afectada por arenización; G) Pináculo de cuarzoarenita; H) Panteón realizado en cuarzoarenita; I) Mármol con vetas rojizas y fragmentos de rudistas; J) Panteón realizado con mármol (I) y caliza de matriz gris cubierto de vegetación y hollín; K) Sepultura de mármol blanco sacaroso; L) Estatua de mármol blanco; M) Basalto con vacuolas rellenas de calcita; N) Arenisca y roca volcánica (M) con descamación y fisuras superficiales; O) Gabroides y sienitoides en lápidas; P) Sarcófago de placas de gabroides sobre panteón realizado en caliza de matriz gris con rudistas requiénidos.

Fig. 2.- Stones used in the cemetery. A) Cross of micritic limestone with grey matrix and requieniid rudists; B) Equinoderm section and spicules in grey matrix limestone; C) Dark matrix micritic limestone with whole *Chondrodonta* sp.; D) Micritic limestones with cream-colored matrix and millimetric bioclasts; E) High amplitude geometric styloliths in cream-colored limestones; F) Quartzarenite ground graveyard with arenization processes; G) Quartzarenite pinnacle; H) Quartzarenite graveyard; I) Marble with red veins and rudist fragments; J) Graveyard of marble (I) and grey matrix limestone covered by vegetation and soot; K) Sucrosic white marble graveyard; L) White marble statue; M) Basalt with calcite-filled vacuoles; N) Sandstone with volcanic rock (M) with peelings and surficial peelings; O) Gabroids and sienitoids in a graveyard; P) Sarcophagus of gabbroid on top of a graveyard made of grey matrix limestone with requieniid rudists.

Se han reconocido tres variedades principales de calizas micríticas que se diferencian entre sí, a escala macroscópica, por el color de la matriz y la tipología y tamaño de los bioclastos: i) **Calizas micríticas de matriz grisácea** que contienen abundantes fósiles enteros. Éstos varían entre: a) rudistas requiénidos, en agrupaciones de decenas de individuos de hasta 5 cm (Fig. 2A), o dispersos, en el caso de organismos de mayor tamaño (hasta 15 cm); b) espículas y secciones de

equinodermos enteros (Fig. 2B); c) corales ramosos, hemisféricos, y cerebelosos; y d) bivalvos tipo *Chondrodonta* sp. En lo que se refiere a los rasgos diagenéticos, algunas calizas presentan una textura de tipo wavy, con abundantes estilolitos y fracturas tardías. ii) **Calizas micríticas con matriz de tonalidad notablemente más oscura** que las anteriores. Éstas se componen de bioclastos milimétricos a centimétricos, entre los que se reconocen fragmentos de corales y bivalvos

tipo *Chondrodonta* sp. (Fig. 2C). La matriz presenta una recristalización importante, aportando una textura más cristalina a la roca. iii) **Calizas micríticas con matriz de color crema**. La meteorización hace destacar un abundante contenido de orbitolinas y bioclastos inferiores a 1mm, sobre la matriz (Fig. 2D). En esta roca se han reconocido estilolitos muy definidos con crestas planas y surcos en ángulos rectos marcados y de gran amplitud (>2 cm en algunos casos) (Fig. 2E).

Los elementos contruidos con estas variedades de calizas presentan una muy buena conservación, salvo impactos mecánicos y colonización de vegetación.

Además de estas calizas, se ha constatado la presencia de una (iv) **caliza** de textura **cristalina**, homogénea y porosa, sin contenido fósil visible.

En el caso de areniscas se han distinguido varios tipos de **cuarzoarenitas** con una trama formada por granos de cuarzo traslúcidos, redondeados y de tamaño medio o fino (Fig. 2F, G y H). Estas areniscas presentan diferentes proporciones de minerales de la arcilla, sobre todo moscovita. El cemento es o bien de cuarzo o de calcita. En general no presentan estructuras sedimentarias internas. Sólo en los bloques de arenisca de tres panteones se han diferenciado laminaciones paralelas y cruzadas. El grado de conservación de los elementos contruidos con areniscas con matriz/cemento carbonatado es peor que las areniscas con cemento de cuarzo, ya que presentan numerosas alteraciones como arenizaciones (Fig. 2F), ampollas o descamaciones.

En cuanto a las rocas metamórficas, se han diferenciado varios tipos de **mármoles**. A escala macroscópica, son en general de color blanco y se diferencian entre sí por el tamaño de cristal. Los mármoles de tamaño de grano grosero presentan un aspecto sacaroideo (Fig. 2K) mientras que los mármoles con un tamaño de cristal muy fino son más homogéneos (Fig. 2L). Otros rasgos que los diferencian a escala macroscópica es: a) el contenido de impurezas en forma de vetas grisáceas o rojizas; b) la presencia de elementos distintivos originales de la caliza, como restos de bioclastos de color negro, totalmente deformados (Fig. 2I y J). La alteración más significativa de los mármoles es el depósito de materiales exógenos adheridos al sustrato (por ejemplo, hollines) que provoca el oscurecimiento de la superficie (Fig. 2J, K y L).

Dentro de las rocas volcánicas, se ha reconocido una sola roca volcánica, de tipo **basalto**, en un único enterramiento (panteón). Destaca por su tono verdoso y abundantes vacuolas rellenas de cristales de calcita blancos de unos 2-3 mm de diámetro (Fig. 2M). La alteración superficial genera una descamación de medio centímetro de grosor con abundantes fisuras en forma de estrella que afectan a dicha pátina (Fig. 2N).

Las rocas plutónicas observadas se corresponden con **gabroides** de colores oscuros, principalmente. Se distinguen también **sienitoides** ricos en plagiocla-

sas de tonos iridiscentes azulados de tipo labradorita. En la mayoría de los casos éstos aparecen pulidos y en buen estado de conservación (Fig. 2O y P).

Procedencia de las rocas

Las **calizas** micríticas de matriz grisácea, más o menos oscuras, conservan una asociación de fósiles que permiten asignar ambientes sedimentarios de plataforma carbonatada somera. Estas calizas son similares a las de edad Aptiense-Albiense (facies urgonianas) que afloran en la mitad norte de la CVC y en las proximidades de Bilbao (EVE, 2003). Han sido históricamente utilizadas como rocas ornamentales y de construcción (EVE, 2002).

Las calizas de color crema conservan abundantes orbitolinas y otros bioclastos, que sugieren su depósito en un medio de plataforma carbonatada. Estas calizas no se asemejan a los litosomas calizos explotados en el entorno de Bilbao (EVE, 2003).

En el caso de las calizas blanquecinas, la diagénesis ha obliterado la textura sedimentaria original por lo que resulta difícil asignar, a simple vista, un medio sedimentario a esta litología. Estos litotipos puede proceder de zonas situadas, a mayor distancia, al sur de la CVC o incluso fuera de ella.

En la CVC abundan las **areniscas**. En el entorno de Bilbao, durante los siglos XIX y XX, su explotación como rocas de construcción estaba restringida a las areniscas de edad eocena. Éstas son de origen turbidítico (marino profundo), por lo que originalmente ya presentan geometrías tabulares que facilitaban su manipulación y transformación para rocas de construcción. Además, se caracterizan por presentar cementos tanto de cuarzo como carbonatados (Aranburu *et al.*, 2009). Fueron utilizadas en construcciones emblemáticas del siglo XIX de Bilbao como son el Palacio de Víctor Chávarri, el ayuntamiento y el Teatro Arriaga (Aranburu *et al.*, 2009).

En la CVC no han sido descritos mármoles de color blanco o con vetas grises (EVE, 2003), por lo que éstos son claramente de importación. Mármoles similares han sido explotados en Macael (Almería) y Carrara (Italia), pero no se puede establecer una procedencia concreta sin realizar otros estudios. En cuanto a los mármoles con restos fósiles deformados y vetas rojas, su procedencia puede ser discutida. Los restos fósiles que se distinguen en el mármol

son fundamentalmente de tipo rudistas requiñidos y chondrodontas (típica asociación de facies urgonianas), por lo que su procedencia autóctona no puede ser descartada.

Respecto a las rocas volcánicas, existen grandes afloramientos de basaltos en el sinclinal de Bizkaia de la CVC (EVE, 2003), y en particular han sido explotadas en las proximidades de Bilbao (e.g. Fruiz, Bizkaia). Los basaltos de Fruiz ya fueron utilizados, por ejemplo, en la construcción del Palacio de Víctor Chávarri de Bilbao (Aranburu *et al.*, 2009), por lo que no se descarta el mismo origen para la construcción del único panteón de basalto del cementerio de Begoña.

En cuanto a las rocas plutónicas, el único afloramiento de la CVC se encuentra en su margen oriental y consta de granitos leucocráticos en su gran mayoría, del cual no se conoce su explotación como roca de construcción. Por tanto, los gabroides y sienitoides presentes en el cementerio son importados.

Uso de la piedra en las construcciones del cementerio

En el cementerio de Begoña se han diferenciado tres tipos de elementos



Fig. 3.- A) Panteón realizado con calizas urgonianas grises, con alguna placa de mármol blanco; B) Sepulturas de suelo realizadas con prefabricados de hormigón armado con el árido de mármol blanco; C) Detalle del hormigón armado. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- A) Graveyard constructed with grey (urgonian) limestones, with a white marble gravestone; B) Ground graveyard in reinforced concrete with marble gravel; C) Reinforced concrete detail. See color figure in the web.

construidos: panteones (205), sepulturas de suelo (464) y otras construcciones (morgue, capilla, muro exterior).

En la construcción de **panteones** las calizas de matriz gris (urgonianas) son las más abundantes (50,73%) (Fig.3A), aunque también se han reconocido en algunas sepulturas de suelo, en forma de pináculos y una lápida. En lo que respecta a las calizas oscuras su uso se limita exclusivamente a losetas añadidas en reformas recientes. Las calizas de color crema se han utilizado solo en tres panteones, dos tienen la misma estructura externa. En el tercero se combinan con mármol blanco. En el caso de las blanquecinas, solo se emplazan en la estructura de cierre de un panteón cuya lápida está realizada con arenisca.

Los panteones realizados en arenisca representan el 16,59% de las construcciones del cementerio. Algunos de ellos son los más antiguos del cementerio, con una estética simple de bloques de piedra cercados por una reja metálica. También se encuentra esta litología en obeliscos, lápidas geométricas, cruces y alguna escultura. En el caso de los enterramientos de suelo se han registrado dos casos: (i) sepultura con lápida en arenisca y mármol blanco situada al pie de la capilla y (ii) sepultura muy sencilla cuyo contorno está dibujado por piezas de arenisca sin labrar. Cabe destacar que tanto la capilla como los mampuestos del muro exterior son fundamentalmente de arenisca.

Los mármoles blancos son una de las litologías más emblemáticas de los cementerios a mediados del siglo XX. En Begoña se utilizaron en numerosas piezas, pero normalmente combinados con otras rocas. En los panteones hay esculturas, lápidas, placas y losas realizadas con diferentes mármoles. Existe un monolito de agradecimiento realizado con mármol blanco en el que se cita la anteiglesia de Begoña previa a su anexión a Bilbao.

En el caso de las **sepulturas de suelo**, se encuentra mármol en lápidas, losetas de la estructura de la base, en pináculos y en numerosas placas labradas con los datos del difunto. Destaca el uso de fragmentos angulosos de mármol blanco como árido de piezas prefabricadas de hormigón armado con las que se construyeron la mayoría de las sepulturas de suelo (48,17%) (Fig. 3B y C).

Por último, la roca volcánica local se ha utilizado exclusivamente en un panteón, en forma de sillares labrados en la zona central del mismo y combinada con arenisca de grano fino que confiere a la estructura una estética singular (Fig. 2M

y N). Las rocas plutónicas, se utilizan en las lápidas de panteones colocadas en últimas reformas del siglo XXI principalmente (Fig. 3O y P).

La geología del entorno y el uso de la roca en el cementerio

Las rocas utilizadas en el cementerio han variado a lo largo de su historia. Así, en la mayoría de panteones se ha utilizado roca "local", extraída probablemente de canteras cercanas a Bilbao (calizas urgonianas y areniscas eocenas). Sin embargo, la utilización de basaltos en un único panteón, aunque su procedencia sea local, sugiere su empleo como signo de exclusividad. El empleo del mármol indica los avances en los medios de transporte que resultaron en la importación de materiales extraídos a cientos de kilómetros de Bilbao. La presencia de rocas plutónicas en las últimas reformas (Fig. 2 O y P) pone de manifiesto el cambio en cuanto al tipo de roca ornamental importado en las últimas décadas.

Basándose en estos datos se han seleccionado los elementos constructivos más representativos a conservar en el futuro parque. Como experiencia piloto, el relato geológico articulado en torno a esos elementos fue mostrado a la sociedad en el Geolodía 2022 de la provincia de Bizkaia (Damas Mollá *et al.*, 2022a).

Conclusiones

La petrología aplicada al estudio del patrimonio cultural es primordial a la hora de catalogar e inventariar los materiales pétreos utilizados. El proyecto *Begoñako Argia* ha permitido recopilar todos estos datos antes del proceso de transformación del cementerio en un parque público.

El estudio macroscópico de las rocas emplazadas en el cementerio ha permitido caracterizar las distintas rocas y su origen, local o de importación. Cotejar los datos históricos tallados en las sepulturas y panteones con los litotipos utilizados permitirá inferir la evolución de su uso a lo largo de la historia del cementerio. Aun así, en numerosos panteones se observan reformas modernas que permiten establecer una primera aproximación. Las rocas de origen local han sido utilizadas en los primeros años del cementerio y las rocas de importación nacional o extranjera durante los últimos años de actividad.

Diferentes elementos arquitectónicos que además presentan rasgos geológicos

significativos han sido seleccionados para integrarse en el futuro parque. Éstos permitirán articular y construir discursos geológicos para futuras tareas de divulgación.

En resumen, el cementerio de Begoña forma parte de la memoria histórica de Bilbao y su nuevo uso permitirá rememorar, no sólo esta memoria de la humanidad labrada en piedra, sino también la historia geológica que custodian estas rocas.

Contribución de los autores

L. Damas Mollá: estructura, adquisición de datos, edición, investigación, revisión; A. Bodego: adquisición de datos, investigación, revisión; I. Antigüedad: supervisión, revisión; A. Aranburu: adquisición de datos; investigación, supervisión, revisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos Begoñako Argia (Sociedad de Ciencias Aranzadi y Ayuntamiento de Bilbao) y el grupo de investigación de la UPV/EHU IT1678-22 (Gobierno Vasco). Agradecemos la revisión realizada por revisores/as anónimos/as que ha enriquecido el manuscrito.

Referencias

- Alonso Olea, E.J. (2011). *Bidebarrieta* 22, 47-60.
- Aranburu A., García Garmilla P., Murelaga X. y Pascual A. (2009). *Ruta Geomonumental por Bilbao. Estudio de los materiales constructivos de tres edificios históricos*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, Bilbao, 76 p.
- Damas Mollá, L., Aranburu, A. (2022a) En: *Colección Geolodía* (Sociedad Geológica de España, Ed.), Salamanca.
- Damas Mollá, L., Sagarna, M., García-Garmilla, F., Pascual, A., Murelaga, X. y Aranburu, A. (2022b). En: *La piedra en el patrimonio construido* (E. Azofra Agustín, J. García-Talegón, A.M. Gutiérrez-Hernández, Eds.) Salamanca, 205-220. <https://doi.org/10.14201/0BCL011205220>
- EVE, 2002. *Mapa de rocas y minerales industriales del País Vasco* 209 pp. Y 2 mapas. Ed. Ente Vasco de la Energía, Bilbao
- EVE, 2003. *Mapa geológico del País Vasco* 1:100.000. Ed. Ente Vasco de la Energía, Bilbao.
- Riegert, M. y Turkington, A. (2003). *Building and Environment* 38 (2003) 1105 – 1111. [https://doi.org/10.1016/S0360-1323\(03\)00087-8](https://doi.org/10.1016/S0360-1323(03)00087-8)

Talleres sobre geología y patrimonio cultural en el Geoparque Unesco Las Loras (Burgos/Palencia)

Geology and Cultural Heritage workshops in Unesco Las Loras Geopark (Burgos/Palencia)

Laura Damas Mollá^{1*}, Arantxa Bodego¹, Jesus Angel Uriarte¹, Ane Zabaleta^{1,2} y Arantza Aranburu¹

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n. 48940. Leioa (Bizkaia).

laura.damas@ehu.eus; arantxa.bodego@ehu.eus; jesus.uriarte@ehu.eus; ane.zabaleta@ehu.eus; arantza.aranburu@ehu.eus

² Departamento de Didáctica en Matemáticas, Ciencia Experimental y Ciencias Sociales. Facultad de Idiomas, Filosofía y Antropología. Universidad del País Vasco. HEFA - Il eraikina, Oñati Plaza, 3. 20018 Donostia - San Sebastián

*Corresponding author

ABSTRACT

Relating the cultural heritage and the geology of a territory allows the population to get closer to this science, which, in most cases, it is not well known. In Unesco Geoparks, interaction with the population and local entities is essential to establish development and conservation projects, especially in unpopulated areas. For this reason, outreach activities are essential. This work presents two workshops carried out in two churches, located in the Valdelucio Valley of the Unesco Las Loras Geopark, as an example of geological dissemination around cultural heritage in an area with a high rate of depopulation. This type of activity offers locals and visitors a new geological perspective of the environment that combines with the cultural heritage and enhances the value of the area.

Key-words: *Geology workshop, cultural heritage, geopark, Valdelucio.*

RESUMEN

Relacionar el patrimonio cultural y la geología de un territorio permite acercar a la población esta ciencia, que, en la mayoría de los casos, es menos conocida. En los Geoparques Unesco la interacción con la población y las entidades locales es fundamental para establecer proyectos de desarrollo y conservación, sobre todo en zonas despobladas. Por este motivo las actividades de divulgación son esenciales. Este trabajo presenta dos talleres realizados en dos iglesias, situadas en el Valle de Valdelucio del Geoparque Unesco Las Loras, como ejemplo de divulgación geológica en torno al patrimonio cultural en una zona con alta tasa de despoblación. Este tipo de actividades ofrece a los lugareños y visitantes una perspectiva del entorno novedosa, geológica, que compagina con el patrimonio cultural y realza el valor de la zona.

Palabras clave: *Taller de geología, patrimonio cultural, geoparque, Valdelucio.*

Geogaceta, 75 (2024), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100688>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

La conjunción entre la geología y el patrimonio cultural es uno de los rasgos que define el Geoparque Unesco Las Loras (Burgos, Palencia) (<http://geoparque-lasloras.es/>).

La conservación del patrimonio, el desarrollo sostenible y la divulgación dentro de los Geoparques Unesco conlleva la participación de las entidades locales y de la población del lugar (<https://en.unesco.org/global-geopark>). En este sentido la realización de proyectos que incluyan la cooperación ciudadana es prioritaria.

El desarrollo de talleres, conferencias y salidas de campo con la población local permite presentar el territorio desde una perspectiva menos conocida como la geológica, y que es, sin embargo, la base del patrimonio de la región, tanto natural como cultural. Trabajar con las rocas de

construcción de origen local en este tipo de actividades permite establecer este nexo (Pijet-Migón and Mingón, 2022).

Las iglesias son edificios con un arraigo significativo en los pueblos. Por este motivo, el uso de los templos para la realización de estas actividades resulta fructífero ya que se genera curiosidad por ampliar el conocimiento relativo a las construcciones (Pereira, 2023).

El objetivo de este trabajo es presentar, como ejemplo de divulgación de la geología, dos talleres realizados en sendas iglesias del Geoparque Unesco Las Loras. Los talleres han permitido establecer nuevos lazos con la comunidad y mostrar la percepción del territorio desde la geología. Este tipo de iniciativas, además, dan visibilidad a zonas despobladas y pueden servir como base para la creación de recursos turísticos que ayuden al desarrollo local (Lee and Jayakumar, 2021).

El Valle de Valdelucio: su geología y sus iglesias

El Valle de Valdelucio se sitúa en la zona central del Geoparque en la provincia de Burgos (Fig. 1A). Tiene una extensión de 96,04 Km² y se distribuye con una orientación este-oeste a lo largo del trazado del Río Lucio, enmarcado al Norte por Las Loras y al Sur por Peña Lora. Lo forman un total de 13 pequeños municipios agrupados en juntas administrativas cuyo Ayuntamiento está situado en Quintanas de Valdelucio. Es una región con una tasa de despoblación significativa con 333 personas censadas en 2022 (https://www.ine.es/nomen2/index.do?accion=busquedaAvanzada&entidad_amb=no&codProv=09&codMuni=415&codEC=0&codES=0&codNUC=0&denominacion_op=like&denominacion_txt=&L=0).

Geológicamente se encuentra dentro

de la Cuenca Vasco Cantábrica y afloran rocas desde el Triásico hasta el Cretácico Superior. En una sección realizada desde Fuencaliente de Valdelucio hasta Paúl de Valdelucio se identifican facies variadas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de las Formaciones Aguilar y Frontada. Su ambiente de sedimentación es un humedal carbonatado continental con aportes aluviales (Hernández, 2000). Estos materiales forman el núcleo del Valle en las zonas topográficamente más bajas y planas. Entre las litologías principales se encuentran calizas con oncoides y charofitas, conglomerados, margas y areniscas.

Los relieves más elevados que flanquean el valle comienzan con areniscas correspondientes a la Formación Utrillas (Cretácico Inferior) que marca el tránsito de un ambiente continental a marino con la instauración de facies típicamente deltaicas de la Formación Sta. María de las Hoyas. Sobre ésta se superponen varias formaciones de ambiente marino. A techo, afloran calizas típicas de rampa carbonatada con abundantes fósiles marinos del Cretácico Superior de la Formación Villaescusa de las Torres (Floquet, 1991). Además, en el Geoparque abundan los depósitos cuaternarios como las tobas carbonatadas que han sido explotadas como material de construcción (González Amuchástegui y Serrano Cañadas, 2014; Vázquez-Navarro, *et al.*, 2014).

En lo que respecta al patrimonio cultural prácticamente cada municipio conserva una iglesia con un gran arraigo en la población (<https://valledevaldelucio.es/galeria-imagenes>). Para la realización de los talleres se han seleccionado dos de ellas, el Santuario de la Virgen de la Vega y la iglesia de San Pedro.

El Santuario de la Virgen de la Vega, localizado en Pedrosa de Valdelucio (Fig. 1B) es un templo de origen romá-

nico pero con numerosas reformas (https://www.romanicodigital.com/sites/default/files/pdfs/files/burgos_PEDRO-SA_DE_VALDELUCIO.pdf) (Cidad Pérez, 1986). La iglesia de San Pedro se sitúa en el municipio más occidental del valle, en Paul de Valdelucio (Fig. 1C). Conserva algunos rasgos que podrían ser románicos, pero no hay mucha documentación al respecto (Cidad Pérez, 1986). Desde el punto de vista geológico destaca por la gran variabilidad litológica presente en las fachadas.

Estas iglesias han sido objeto de la investigación financiada por la empresa local *Galletas Gullón* que colabora de manera significativa en ahondar en la investigación del Geoparque con la concesión de una beca anual a proyectos del Geoparque Unesco Las Loras (<https://www.cyltv.es/Noticia/E455C9EC-D06E-58DE-9B44E5187EEE9E4D/Las-rocas-no-hablan-pero-nos-pueden-contar-la-historia-geologica-del-entorno-en-el-que-se-encuentran>).

Desarrollo de los talleres

La realización de los talleres tuvo lugar dentro de la Semana de los Geoparques. El primero tuvo lugar en el Santuario de la Virgen de la Vega durante en el año 2022 y su objetivo principal era mostrar y hacer partícipe de la geología a los asistentes a través del patrimonio construido (<http://geoparquelasloras.es/index.php/2022/05/19/viii-semana-de-los-geoparques-europeos/>). El segundo taller se desarrolló en la iglesia de San Pedro en el año 2023 y su objetivo principal fue dar a conocer la historia geológica del entorno, la formación de las rocas del valle, mediante la caracterización de las rocas de la iglesia ([http://geoparquelasloras.es/wp-content/](http://geoparquelasloras.es/wp-content/uploads/2023/05/EGN-week23-Las-Loras-baja.pdf)

[uploads/2023/05/EGN-week23-Las-Loras-baja.pdf](https://www.romanicodigital.com/sites/default/files/pdfs/files/burgos_PEDRO-SA_DE_VALDELUCIO.pdf)).

Los materiales utilizados en común para ambos talleres, además del soporte iconográfico necesario para generar el discurso y la explicación, han sido: (i) lupas de mano (x10); (ii) botes de vidrio para pruebas de dureza; (iii) ácido clorhídrico diluido; (iv) lupa portátil digital "Dinolite" con una luz inferior polarizada para la visualización de láminas delgadas; (v) plantillas en blanco de esquemas de construcción de las fachadas de las iglesias con la sillería y mampostería delineadas y (vi) plantilla para clasificación de las rocas.

Taller en el Santuario de la Virgen de la Vega

Participaron más de 20 personas, desde niños/as de 6-7 años a personas mayores de 75 años, en el taller titulado "El Santuario de la Virgen de la Vega con gafas de Geolog@" (Fig. 2A). Debido a la amplia variabilidad no se realizó ninguna separación por edades, se impulsó una participación conjunta y se organizaron en grupos y/o parejas libremente.

Después de una introducción sobre la importancia del templo en la comunidad y una breve descripción de su arquitectura, se procedió a entregar las herramientas de trabajo a los/las participantes.

La tarea consistía en realizar el mapeo de rocas diferenciando entre calizas marinas (del Cretácico Superior) y areniscas de tipo cuarzoarenitas. Para ello se les explicaron los rasgos principales de cada litología y se les mostraron las claves de identificación utilizando las herramientas que se les habían facilitado.

Mientras trabajaban observando los muros con lupas de mano, intentando rayar los vidrios, etc. (Fig. 2 B), se intro-



Fig. 1.- A) Localización geográfica del Geoparque Unesco Las Loras (Burgos/Palencia); B) Santuario de la Virgen de la Vega de Pedrosa de Valdelucio (Burgos); C) Iglesia de San Pedro de Paúl de Valdelucio (Burgos).

Fig. 1.- A) Geographic location of Las Loras Unesco Geopark (Burgos/Palencia); B) Virgen de la Vega de Pedrosa de Valdelucio sanctuary (Burgos); C) San Pedro de Paúl de Valdelucio church (Burgos).



Fig. 2.- A) Realización del taller en el Santuario de la Virgen de la Vega; B) Participante del taller del Santuario observando los sillares de arenisca con una lupa de mano; C) Fotografía del taller del Santuario mostrando con una lupa digital los fósiles de la caliza de la puerta románica; D) Observación de láminas delgadas en el taller del Santuario; E y F) Mapeos litológicos realizados en el taller del Santuario; G) Momento del taller en la iglesia de San Pedro; H) Participantes de diversas edades en el taller de San Pedro; I) Participantes trabajando en el taller de San Pedro identificando rocas mediante leyenda de color. Fotografías cedidas por el Geoparque Unesco Las Loras.

Fig. 2.- A) Realization of the workshop in the Sanctuary of the Virgen de la Vega; b) Participant of the Sanctuary workshop observing the sandstone ashlars with a hand lens; C) Photograph of the workshop of the Sanctuary showing with a digital magnifying glass the fossils of the limestone of the Romanesque door; D) Observation of thin sections in the workshop of the Sanctuary; E and F) Lithological mapping carried out in the Sanctuary workshop; G) Moment of the workshop in the church of San Pedro; H) Participants of various ages in the San Pedro workshop; I) Participants working in the San Pedro workshop, identifying rocks using a color legend. Photographs courtesy of the Unesco Las Loras Geopark.

dujo el "Dinolite" para observar de cerca y poder explicar *in situ* con la pantalla del ordenador los rasgos microscópicos de los materiales que visibles con la lupa (Fig. 2C). Se aprovechó para introducir y presentar la caracterización de facies que se realiza en los estudios geológicos, a partir de las láminas delgadas de roca (Fig. 2D). La última actividad del taller fue presentar el mapeo correcto para que los/las participantes pudieran comprobar sus resultados (Figs. 2E y F).

Taller en la iglesia de San Pedro

El título elegido para el taller, "Humedales, deltas y plataformas carbonatadas: los secretos que custodia San Pedro", su-

giere que, en esta actividad, además de identificar las rocas como en la edición anterior, se iba a realizar una interpretación sobre su medio sedimentario y la edad de formación, con el objetivo de introducir la historia geológica del valle a la población.

Al igual que en la edición anterior acudieron más de 20 personas, de todas las edades (Fig. 2G). El punto de partida del taller era conocer cuántos tipos de rocas diferentes habían utilizado para construir la iglesia.

En primer lugar, se presentaron y explicaron los tipos de rocas principales mediante imágenes y muestras de mano. Se seleccionaron, por un lado, cuatro tipos de calizas: (i) calizas lacustres micrí-

ticas con charofitas, (ii) calizas lacustres con oncoides, (iii) calizas arenosas con ostreoides de ambiente deltaico; (iv) calizas marinas con rudistas. También se mostraron diferentes tipos de conglomerados, tobas carbonatadas y varios tipos de areniscas. En esta actividad se demostró a los/las asistentes que la asignación de las rocas a una formación geológica concreta necesita una caracterización petrológica de las microfases, que se suele realizar bajo el microscopio y requiere de un estudio más detallado.

Estas muestras se colocaron sobre cartulinas según una leyenda de color. Se les explicaron los rasgos petrológicos principales de cada litotipo y qué herramientas eran las adecuadas para

su identificación en el edificio (Fig. 2H). Los participantes debían proceder a identificar una roca de cada tipo sobre la fachada, marcarla con su color sobre la plantilla en blanco y señalarla con una cartulina en el propio edificio (Fig. 2I), haciendo uso de todo el material previamente utilizado/presentado. La comparativa con las muestras de mano sobre la leyenda fue la más utilizada.

Los grupos de trabajo se formaron de forma espontánea, mientras estudiaban las rocas, y fueron guiados/acompañados por las organizadoras del taller. Una vez realizada la tarea se colocaron las muestras de mano en orden cronológico a medida que se desgranaba la historia geológica del valle.

Conclusiones

En general, pero en particular en los Geoparques, es imprescindible implicar a la población con actividades de divulgación que les permitan conocer de una forma participativa la geodiversidad e historia geológica de su región. Para muchas personas estas actividades han sido la primera toma de contacto con el Geoparque y, por supuesto, con la geología. Lo que no se conoce no se valora y estas actividades les han proporcionado algunas claves acerca de los materiales geológicos sobre los que se asienta su territorio y cómo éstos condicionan no sólo su relieve sino también las rocas disponibles para construcción a lo largo de la historia de los municipios.

La explicación de la historia geológica del valle a través de las rocas de construcción, procedentes del entorno, ha sido un acierto para atraer a la población local, ya que, hacerlo mediante una simple charla u otra actividad no relacionada con edificios con tanto arraigo en el valle probablemente no sería atractivo para

participantes de edades avanzadas.

En el caso del Valle de Valdelucio, dada la alta tasa de despoblación que sufre, las iniciativas que impulsen el turismo desde el conocimiento geológico y vinculado al rico patrimonio cultural existente en el valle, son de vital importancia para promover actividades de desarrollo.

Hay que destacar que la asistencia a los talleres ha sido un éxito si se compara con actividades similares realizadas en grandes ciudades o municipios más poblados, ya que, proporcionalmente, y partiendo de un censo de 333 personas, 20 asistentes suponen una gran participación de la población local.

La participación de las empresas locales en financiar proyectos de investigación para avanzar en el conocimiento del Geoparque, en este caso la empresa Galletas Gullón, en este tipo de actividades sirve para trenzar la relación entre las empresas locales y la población, ya que esta última lo percibe como algo positivo que se realiza para su bienestar.

Contribución de los autores

Laura Damas Mollá: Estructura del trabajo, adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis; Arantxa Bodego: adquisición de datos, investigación/análisis, revisión del manuscrito; Jesus Angel Uriarte: figuras, adquisición de datos, edición, investigación y análisis, revisión del manuscrito; Ane Zabaleta: edición, metodología, revisión manuscrito; Arantza Aranburu: adquisición de datos, metodología, supervisión, investigación/análisis, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

A los participantes en los talleres, al ayuntamiento del Valle de Valdelucio y a las juntas administrativas de los pueblos.

Al Geoparque Unesco Las Loras y a Galletas Gullón por la concesión de la beca de investigación (2021.0712). Al Grupo consolidado IT-1678/22 (Gobierno Vasco). A los/las revisores del trabajo por sus comentarios.

Referencias

- Ciudad Pérez, J. (1986). *Valle de Valdelucio. Apuntes históricos*. Caja Rural de Burgos, Burgos, 227 p.
- Floquet, M. (1991). *La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne)*. Mémoires Géologiques de la Université de Dijon, 14, 925 pp.
- González Amuchastegui, M.J. y Serrano Cañadas, E. (2014). En: *Las Tobas en España*. (González Martín, J.A. y González Amuchastegui, M.J. Eds). Sociedad de España de Geomorfología, Zaragoza, 119-139.
- Hernández, J.M. (2000). *Sedimentología, Paleogeografía y relaciones tectónica/sedimentación de los sistemas fluviales, aluviales y palustres de la cuenca rift de Aguilar (Grupo Campóo, Jurásico superior- Crétácico inferior de Palencia, Burgos, Cantabria)*. Tesis doctoral, Universidad del País Vasco, 324 p.
- Lee, Y. y Jayakumar, R. (2021). *International Journal of Geoheritage and Parks* 9, 198-192. <https://doi.org/10.1016/j.ij-geop.2021.02.0022577-4441/>
- Pereira, D. (2023). *Heritage* 6, 4542-4556. <https://doi.org/10.3390/heritage6060241>
- Pijet-Migón, E. y Mingón, P. (2022). *Geosciences* 12, 98. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020098>
- Vázquez-Navarro, J.A., Vázquez, A. y Carcavilla, L. (2014). En: *Las Tobas en España*. (González Martín, J.A. y González Amuchastegui, M.J. Eds). Sociedad de España de Geomorfología, Zaragoza, 103-118.

Trabajando el concepto de fósil en el segundo ciclo de Educación Primaria: estudio piloto en un centro escolar granadino

Learning the concept of fossil in the second cycle of Primary Education: a pilot study at a school in Granada (Spain).

Sila Pla-Pueyo^{1*}, Marina Pérez Bautista¹

¹ Dpto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales. Facultad de Ciencias de la Educación. Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja, s/n. C.P. 18071. Granada.

spla@ugr.es, marinaperez11@correo.ugr.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This article deals with an educational research in which the concept of fossil is developed with second cycle students of Primary Education at a school in Granada (Spain). An argumentation-based teaching unit has been designed and implemented in the classroom. The descriptive results of the pretest questionnaire and the evaluative study of the comparison between pre- and post-test answers are hereby presented, analysed and interpreted. In conclusion, the students share the same misconceptions as others in Spain when comparing with the literature. Moreover, the intervention has been somewhat effective in regards with the acquisition of the different aspects involved in the concept of fossil, although future improvements of the research design and sample size are required in order to obtain significative results.

Key-words: Argumentation, educational research, fossil, palaeontology, Primary Education.

Geogaceta, 75 (2024), 79-82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100899>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

RESUMEN

Se presenta una investigación educativa en la que se trabaja el concepto de fósil con estudiantes del segundo ciclo de Educación Primaria en un centro escolar granadino. Para ello se ha diseñado e implementado una intervención en el aula, basada en la argumentación. Se muestran, analizan e interpretan aquí los resultados descriptivos del cuestionario previo a la intervención, y del estudio evaluativo al comparar los resultados tras la misma. Se concluye que los estudiantes encuestados comparten ideas previas con otros estudiantes españoles de su nivel educativo. Por otra parte, se considera que la intervención ha sido efectiva en varios aspectos en relación con la adquisición del concepto de fósil, aunque la obtención de resultados significativos requiere de mejoras futuras de la investigación y de una ampliación de la muestra.

Palabras clave: Argumentación, Educación Primaria, fósil, investigación educativa, paleontología.

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Los fósiles son uno de los elementos más motivadores para la enseñanza de la geología y la paleontología de que disponemos como docentes en las aulas de Educación Primaria (Calonge *et al.*, 2003). En este sentido, hay estudios en los que se observa cómo el concepto de fósil suele adquirirse principalmente fuera del aula (Calonge *et al.*, 2003; Ceballos *et al.*, 2019, entre otros), en actividades extraescolares tales como las visitas a museos (e.g. López y Ramírez, 2001) o a través de los medios de comunicación. En lo que respecta a la legislación que regula el currículo de Educación Primaria, ni la ley recientemente derogada (R.D. 126/2014) ni la vigente actualmente (R.D. 157/2022) incluyen de forma explícita contenidos o saberes básicos sobre paleontología. Sin embargo, sí que aluden a aspectos como conservación del patrimonio natural, las extinciones de especies y el cambio

climático, elementos que pueden servir como hilo conductor para utilizar los fósiles en el aula como objeto didáctico para enseñar sobre tiempo geológico, evolución y paleoclima. Para facilitar el acercamiento de los estudiantes de Educación Primaria a los fósiles, existen algunas iniciativas que intentan hacerlo a través de la formación de sus futuros docentes (e.g. Pla-Pueyo *et al.*, 2023; Vázquez-Ben y Bugallos, 2021). Partiendo de esta perspectiva, la presente investigación comenzó como un Trabajo Fin de Grado del Grado en Educación Primaria (Pérez-Bautista, 2022) del que ha derivado este trabajo. Este estudio, realizado con alumnado de Educación Primaria, se centra en trabajar el concepto de fósil. Para adaptar dicho concepto al nivel educativo objeto de estudio, se usará aquí el concepto de fósil como los restos totales o parciales de un organismo que vivió (y murió) hace miles a millones de años, con igual o distinta composición química que el organis-

mo original, o restos de su actividad. En cuanto al proceso de fosilización, se alude únicamente a aquellos fósiles que han sufrido enterramiento, compactación y litificación, y se dejan fuera de forma explícita otros procesos de preservación, tales como la conservación en ámbar o hielo.

Objetivos

Se presenta aquí un estudio con el que se pretenden dos objetivos principales:

1) realizar un estudio de las ideas previas sobre el concepto de fósil que tienen los estudiantes de segundo ciclo de Educación Primaria en un centro escolar concreto en Granada y compararlo con estudios similares más amplios a nivel nacional.

2) comprobar la eficacia de una intervención didáctica realizada en dicho centro, basada en la argumentación, para eliminar o mitigar dichas ideas previas en relación al concepto de fósil.

Metodología

Esta investigación educativa piloto se ha llevado a cabo durante el curso 2021-2022 en un centro escolar que se encuentra en pleno centro de Granada. El grueso de estudiantes que asisten al centro (75%) proceden de barrios y localidades fuera de la zona de influencia geográfica del centro. El nivel socio-cultural y económico actual de las familias del colegio tiene un rango medio-bajo, principalmente del sector servicios. Asimismo, el centro presenta una gran riqueza multicultural y multiétnica. Por limitaciones logísticas del propio centro, el presente estudio se llevó a cabo con un total de 21 alumnos/as de segundo ciclo de Educación Primaria (7 de 3^{er} curso y 14 de 4^o curso).

La investigación ha utilizado como instrumento principal de recogida de datos un cuestionario inicial (Pérez-Bautista, 2022), basado en el publicado y validado por Ceballos y colaboradores (2019). En él se planteaban siete preguntas, algunas abiertas y otras cerradas, sobre: su familiaridad con los fósiles (preguntas 1 a 3); dónde los habían visto (pregunta 4); su definición del concepto de fósil usando tres palabras (pregunta 5); una breve explicación del concepto de fósil (pregunta 6) y, por último, que dibujasen un fósil (pregunta 7).

El cuestionario post-test consistió en repetir la pregunta 6 del cuestionario inicial (pregunta 8).

La recogida de datos y la intervención se llevaron a cabo durante una sesión de 50 minutos.

En primer lugar, se pasó el cuestionario inicial a los estudiantes para recoger sus ideas previas sobre el concepto de fósil.

A continuación, se realizó una intervención educativa, durante la cual se trabajó dicho concepto a través de la argumentación. Dicha intervención se diseñó de antemano, partiendo de las ideas previas sobre el concepto de fósil halladas en la literatura: Para ello se escogió el aprendizaje por argumentación (Driver *et al.*, 2000) siguiendo las fases propuestas por el proyecto RODA (Razonamiento, Discusión y Argumentación) (Jiménez-Aleixandre y Díaz de Bustamante, 2003).

La segunda etapa, dedicada a la discusión y argumentación (Pérez-Bautista, 2022), se realizó de forma guiada por la docente, utilizando muestras de mano

de fósiles del Dpto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales que los estudiantes pudieron manipular (trilobites, ammonites, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, belemnites y un cráneo de jiráfido impreso en 3D en plástico).

En la fase de discusión, los estudiantes se distribuyeron en grupos de 3-4 personas. La docente usó un power point para proporcionar progresivamente información sobre el concepto de fósil mencionado al inicio de este artículo, animando al debate continuo sobre dicho concepto. En la siguiente fase de argumentación, los mismos grupos de trabajo, ayudados por nueva información del power point sobre los fósiles observados (medio de vida, tipo de alimentación, etc.) debían decidir y razonar cuáles de las muestras proporcionadas eran fósiles y cuáles no.

Como actividad final se proyectó un breve vídeo sobre el proceso de fosilización (Reolid, 2015) para reafirmar las conclusiones alcanzadas sobre el concepto de fósil.

Después de la intervención, se pasó el cuestionario post-test para valorar la potencial eficacia de la intervención respecto al concepto de fósil del alumnado.

El análisis de los resultados se ha realizado de dos formas diferentes, atendiendo a la naturaleza de los resultados obtenidos y a la reducida muestra en la que se ha realizado (21 estudiantes).

Por una parte, se han analizado los resultados del cuestionario pre-test desde un punto de vista predominantemente descriptivo. El análisis de las respuestas a las preguntas cerradas 1 (¿sabes lo que es un fósil? Sí/No) y 2 (¿alguna vez has visto uno? Sí/No) se ha realizado de forma descriptiva y cuantitativa. En la pregunta abierta 3 (Si la respuesta es afirmativa, ¿de qué era el fósil que has visto?) se ha categorizado por inducción, mientras que la pregunta 4 (¿Dónde lo has visto?) ofrecía una serie de respuestas cerradas, por lo que se ha tratado de forma cuantitativa.

Para las preguntas abiertas del cuestionario inicial 5 ("Escribe al menos 3 palabras que describan cómo es un fósil"), 6 ("Explica con tus palabras qué es un fósil"), 7 ("Realiza un dibujo de lo que tú crees que es un fósil") y la pregunta 8, realizada como post-test ("...¿podrías volver a describir con tus palabras qué es un fósil?"), se ha realizado un análisis cualitativo. Se establecieron a priori un total de 6 categorías relacionadas con el concepto de fósil, basadas en los criterios utili-

zados por Gómez-Loarces *et al.* (2019) a la hora de proponer modelos mentales sobre dicho concepto en Educación Secundaria y seleccionadas y simplificadas para Educación Primaria. Las 6 categorías utilizadas son: Ser inerte, partes duras de organismos, organismos en general (sin mencionar específicamente partes duras o incluyendo de forma explícita partes blandas), trazas de actividad de organismos, tiempo y roca/sedimento que engloba al fósil.

En cuanto a los resultados de la comparación entre las respuestas a las preguntas 6 (pre-test) y 8 (post-test), se realiza aquí un estudio evaluativo, con objeto de ver la posible efectividad de la intervención educativa.

El presente estudio tiene como limitación el reducido tamaño de la muestra, motivo por el cual no se ha realizado un estudio estadístico por el momento. En el futuro se espera poder ampliar la muestra con objeto de obtener resultados que sean estadísticamente significativos.

Resultados y discusión

Datos del cuestionario inicial

Los resultados del cuestionario inicial muestran que un 85,7% del alumnado encuestado sabe lo que es un fósil (pregunta 1), y el 61,9% declara haberlo visto alguna vez (pregunta 2), mencionando mayoritariamente los dinosaurios (pregunta 3). En lo que respecta a dónde lo han visto (pregunta 4), al igual que en estudios previos (Ceballos *et al.*, 2019), se mencionan principalmente museos (42,8%) y medios de comunicación (19%).

Las respuestas a las preguntas 5, 6 y 7 se muestran en la figura 1A.

Para la pregunta 5, que solicita tres palabras que describan un fósil, el 38,1% (la mitad de los que contestan) menciona el tiempo, el 28,6% mencionan organismos en general (sin especificar partes del cuerpo concretas) y sólo el 14,3% mencionan las partes duras de un organismo y/o las rocas o sedimentos. Sin embargo, al comparar esta pregunta con la siguiente (pregunta 6), en la que describen con sus propias palabras qué es un fósil, el número de respuestas que menciona partes duras (concha, huesos...) pasa a ser mayoritaria (76,2%), seguida por las que mencionan organismos completos (57,1%) y el tiempo (42,9%). Esta tendencia refleja los resultados de estudios an-

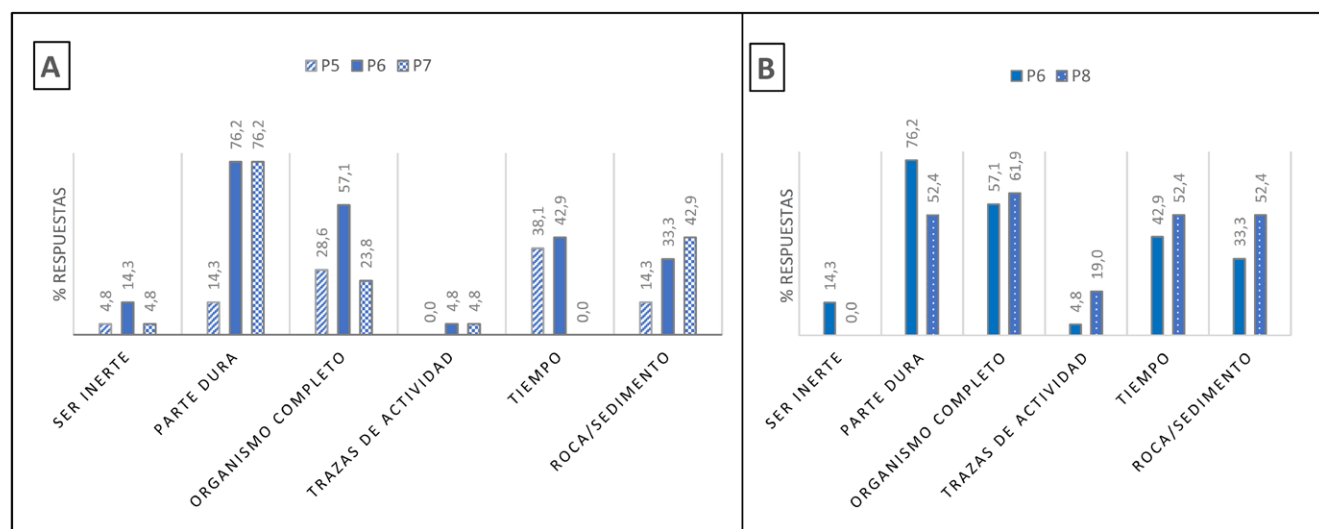


Fig. 1.- Respuestas a los cuestionarios asignadas a las seis categorías preestablecidas en función de los objetivos del presente estudio. A) Resultados del cuestionario inicial, expresados en porcentajes de respuestas para cada una de las categorías, con objeto de hallar las ideas previas sobre el concepto de fósil en la muestra encuestada. B) Resultados de la pregunta 6 (cuestionario inicial) y de la pregunta 8 (cuestionario final) expresados en porcentajes de respuestas asignadas a cada categoría, para valorar mediante su comparación la efectividad de la intervención educativa.

Fig. 1.- Answers to the questionnaires, assigned to the six pre-established categories as per the two proposed research objectives. A) Results for the initial questionnaire, expressed as percentage of answers in each category, in order to find out the misconceptions about the concept of fossil in the sampled students. B) Results for question 6 (initial questionnaire) and question 8 (final questionnaire), expressed as percentage of answers assigned to each category, to estimate the efficacy of the educative intervention.

teriores (Lillo, 1995; Ceballos *et al.*, 2019). Las partes duras más mencionadas en esta pregunta son los huesos (7 respuestas) y esqueletos (2 respuestas), mientras que sólo dos estudiantes mencionan las conchas. En lo referente al tiempo, se usa la palabra "antiguo" en 5 respuestas, mientras que en 3 de las respuestas se alude al paso del tiempo ("hace un montón de tiempo", "tras los años", "hace muchos años") y sólo en 2 de ellas se menciona una escala de tiempo geológico ("millones de años"). En una de las respuestas se describe el fósil como "un animal extinguido como el dinosaurio pero dibujado en una piedra". Por una parte, aparece aquí por primera vez el concepto de extinción. Por otra, llama la atención la idea de que se perciba el fósil como un dibujo o grabado, algo que también se infiere de otras dos respuestas, "una forma que puede ser una concha, un reptil o algo" y "es el esqueleto o huellas que fueron grabadas en piedra". Estas respuestas, que después de la intervención siguen usando la misma terminología (forma, dibujar, grabar), ponen de manifiesto la falta de comprensión de cómo la formación del fósil está relacionada y es sincrónica con la roca o sedimento que lo engloba, algo que se ha detectado en otros estudios anteriores en ésta y otras etapas educativas (Lillo, 1995; Gómez-Loarces *et al.*, 2019; Pla-Pueyo *et al.*, 2021).

En cuanto a los dibujos (pregunta 7), los resultados de la categorización coinciden a grandes rasgos con las respuestas a la pregunta 6, excepto en el caso de los organismos completos, que aparecen menos representados que en la pregunta anterior. Como es de esperar, el tiempo tampoco se refleja en los dibujos de forma explícita. Aparecen dinosaurios o alguna de sus partes en 7 de los dibujos, conchas en 6 dibujos y peces (enteros o su esqueleto) en 4 de ellos. Dos de los dibujos de peces son de estudiantes que mencionan haber visto fósiles de peces anteriormente, en su casa o en un museo. Aparecen también dibujados animales no identificables, huesos genéricos de vertebrados y un esqueleto humano.

Datos de la comparación entre cuestionarios inicial y final

La pregunta 8, como ya se ha mencionado, es la que se realizó después de la intervención, y su contenido es el mismo que el de la pregunta 6. Al comparar las respuestas de ambas (Figura 1B), se pone de manifiesto cómo, en general, la intervención ha servido para introducir y/o reforzar ciertos aspectos del concepto de fósil en las respuestas, como el de conservación con el paso del tiempo (que aparece en 3 respuestas en el post-test pero en ninguna del pre-test) o la idea de que los fósiles son

seres vivos (y no seres inertes) que luego murieron (4 respuestas en el post-test). En este sentido, en el pre-test, un 14,3% (3 estudiantes) se refiere a los fósiles como "animal" o "ser vivo" y no como a una parte del mismo. En cambio, en el post-test, asciende a 10 estudiantes (47,6%) que hablan de animales o seres vivos (y otros 3 que lo definen como una parte de un ser vivo), y desaparece por completo la referencia a seres inertes (pasa del 14,3% en el pre-test al 0% en el post-test). En lo que respecta a la relación fósil-roca y al proceso de fosilización, en las respuestas pre-test, además de las expresiones mencionadas antes ("forma", "grabado" y "dibujado"), que no cambian entre pre- y post-test, aparece la idea de "forma" en otro estudiante que no había respondido a la pregunta pre-test. Las respuestas que en el pre-test incluyen palabras como "enterrado" (2), "se convierte en piedra" (2) y "fosilizado", cambian en algunos casos en el pos-test por expresiones como "encerrado en tierra" o "incrustado en piedra", lo que puede interpretarse como un fallo en la transmisión de ideas durante la fase de argumentación, puesto que han cambiado de una respuesta que se acerca al modelo científico del concepto de fósil por otra que se aleja del mismo. Sin embargo, se considera positivo el hecho de que casi se duplican las menciones a roca o sedimento (de 7 en pre-test a 11 en post-test). También se interpreta como positivo

el que en algunas respuestas del post-test aparezca como novedad la idea de conversión/transformación en piedra, que se puede asociar al proceso de fosilización, cuya ausencia expresa Lillo (1995) de forma explícita en los estudios que realizó.

Aún así, se pone en evidencia que la relación fósil-roca es un tema que hay que tratar con más profundidad cuando se trabaje el concepto de fósil, y con especial cuidado con el vocabulario que se use para no introducir ideas erróneas.

Conclusiones

Las conclusiones de este trabajo se expresarán en función de los objetivos planteados al inicio del mismo.

En primer lugar, del estudio de ideas previas de los estudiantes a partir de un cuestionario inicial, se derivan las siguientes conclusiones parciales:

- Al igual que en estudios anteriores de otros autores ya citados, se confirma en el cuestionario inicial que hay un elevado porcentaje de los estudiantes encuestados que sabe lo que es un fósil (85,7%) y que lo ha visto alguna vez (61,9%), y la mayoría lo ha visto en museos (42,8%) y/o en los medios de comunicación (19%).

- Asimismo, al igual que en estudios anteriores, en el cuestionario inicial la mayoría de los estudiantes no incluye en su explicación del concepto de fósil el tiempo geológico (57,1%) ni tiene en cuenta la roca o sedimento en que se forma el fósil (66,6%). Además, el 76,2% entiende los fósiles principalmente como partes duras de los organismos, mientras que sólo un estudiante menciona las huellas como fósiles.

Por otra parte, las conclusiones parciales de este estudio piloto, derivadas de las respuestas a los cuestionarios previo y posterior a la intervención educativa para evaluar la efectividad de la misma son las siguientes:

- Se interpreta de la comparación descriptiva de las respuestas pre- y post-test que la intervención educativa ha tenido ciertos resultados positivos, fomentando un mayor número de respuestas que incluyen el tiempo (se pasa del 42,9% al 52,4%) y mencionan la roca o sedimento (del 33,3% al 52,4%). Ade-

más, aumenta la referencia a los fósiles como seres vivos (del 14,3% al 47,6%), lo que se interpreta como el paso de pensar sólo en partes duras a una idea más amplia del concepto de fósil que incluya también partes blandas.

- Tras la intervención, se observa que algunas ideas previas permanecen, predominando las relacionadas con la ausencia de sincronía fósil-roca.

- Se plantea en el futuro ampliar la muestra para poder obtener resultados estadísticamente significativos que permitan una mejora de la intervención didáctica.

Contribución de los autores

Pla-Pueyo supervisó el trabajo fin de grado original del que deriva este trabajo, colaborando en su diseño. Ha diseñado la estructura del presente trabajo, ha realizado un nuevo análisis e interpretación de los datos, ha elaborado las figuras y ha escrito el presente manuscrito.

Pérez-Bautista, como parte de su trabajo de fin de grado, escogió el cuestionario para la toma de datos y diseño e implementó la intervención educativa. Se encargó de la recogida de los datos y del análisis preliminar de los mismos. Además ha revisado el presente manuscrito una vez escrito.

Agradecimientos

La presente investigación no ha recibido ayudas económicas específicas pero sí apoyo a nivel material, logístico y humano del Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales y del Grupo de Investigación HUM613 de la Universidad de Granada, y se agradece en especial al Dr. Carrillo-Rosúa su ayuda con el manuscrito previa al envío. Las autoras también quieren agradecer al centro escolar colaborador su buena disposición para poder realizar el presente estudio.

Por último, las autoras agradecen a las personas revisoras de este trabajo su dedicación y sus sugerencias de mejora.

Referencias

Calonge, A., Bercial, M. T., García-Sánchez, J. y Carrillo, L. (2003). *Pulso. Revista de Educación* 26, 117-128.

Ceballos, M., Vilchez, J. E. y Reina, M. (2019). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 27 (2), 210-210.

Driver R., Newton P. y Osborne J. (2000). *Science Education* 84(3), 287-312.

<https://doi.org/dgk32r>

Gómez-Loarces, R., Ferrer G. F. y González-García F. (2019). *Revista Eureka sobre Enseñanza y Divulgación de las Ciencias* 6(2), 1-14.

<https://doi.org/kg6c>

Jiménez-Aleixandre, M. P. y Díaz de Bustamante, J. (2003). *Enseñanza de las ciencias* 21 (3), 359-370.

<https://doi.org/10/kgzw>

Lillo, J. (1995). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 3(3), 149-153.

López, P. y Ramírez, M. D. (2001). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 9(2), 190-193.

Pérez-Bautista, M. (2022). *Modelos mentales y fósiles en Educación Primaria*. Trabajo Fin de Grado, Univ. de Granada, 35 p.

Pla-Pueyo, S., González-García, S., Ramos-García, A.M., Torres-Zúñiga, L. (2023). In: *Handbook of Research on Training Teachers for Bilingual Education in Primary Schools* (J.L. Estrada Chichón y Zayas Martínez, F., Eds.). IGI Global, Pensilvania, 351-378.

<https://doi.org/kgzs>

Pla-Pueyo, S., González-García, F. y Ramos-García, A. M. (2021). *Lucas Mallada, Revista de Ciencias* 23, 125-126.

Real Decreto 126/2014, de 28 de febrero, por el que se establece el currículo básico de la Educación Primaria, núm. 259 de 10 de diciembre de 2013.

Real Decreto 157/2022, de 3 de marzo, por el que se establecen la ordenación y enseñanzas mínimas de la Educación. Boletín Oficial del Estado, núm. 52 de 2 de marzo de 2022.

Reolid, J. (2015). Viaje al pasado a través de los fósiles. Capítulo 1.

<https://www.youtube.com/watch?v=D-6qMU7y0ViQ>

Vázquez-Ben, L. y Bugallo-Rodríguez, A. (2020). In: *Biology Education Research. Contemporary topics and directions* (B. Puig, P. Blanco Anaya, M. J. Gil Quílez y M. Grace, Eds). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza. <https://zaguan.unizar.es/record/89959/files/BOOK-2020-24.pdf#page=323>

Bouguer and aeromagnetic anomalies in the Iberian Chain (NE Spain); a qualitative interpretation

Anomalías de Bouguer y aeromagnéticas de la Cordillera Ibérica (NE España); una interpretación cualitativa

Ruth Soto^{1*}, África Gamisél-Muzás², Concepción Ayala³, Juliana Martín-León², Tania Mochales¹, Carmen Rey-Moral² and Félix Rubio²

¹ Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, Unidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain. r.soto@igme.es, t.mochales@igme.es

² Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, Madrid, Spain. a.gamisel@igme.es, j.martin@igme.es, c.rey@igme.es, fm.rubio@igme.es

³ Geosciences Barcelona, CSIC, Barcelona, Spain. cayala@geo3bcn.csic.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work shows the Bouguer and aeromagnetic anomaly maps of the Iberian Chain (NE Spain) and surroundings in relation to its main geological and structural units. In general, both gravity and aeromagnetic anomalies are aligned following the same trends in both maps highlighting the major role played by the structural configuration of the Iberian Chain on their origin. In detail most anomalies do not coincide, pointing to different potential field sources to account for them. Further studies would be needed to decipher the origin of most magnetic anomalies observed in the Iberian Chain.

Key-words: Gravity anomalies, Bouguer anomalies, magnetic anomalies, Iberian Chain.

RESUMEN

Este trabajo muestra los mapas de anomalías de Bouguer y aeromagnéticas de la Cordillera Ibérica (NE España) y zonas limítrofes y su relación con sus principales unidades geológicas y estructurales. A grandes rasgos, ambos tipos de anomalías se alinean siguiendo las mismas directrices lo que sugiere el importante papel jugado por la configuración estructural de la Cordillera Ibérica en su origen. En detalle, muchas anomalías gravimétricas y magnéticas no coinciden, señalando su distinto origen. Más estudios serían necesarios para descifrar el origen de la mayoría de las anomalías magnéticas observadas en la Cadena Ibérica.

Palabras clave: Anomalías gravimétricas, anomalías de Bouguer, anomalías magnéticas, Cadena Ibérica.

Geogaceta, 75 (2024), 83-86

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100780>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 5/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introduction

Gravity and magnetic methods show numerous and successful applications in Earth Science due to their relative low acquisition cost, wide availability and well-established processing and interpretation techniques (e.g. Blakely, 1995).

Bouguer anomaly maps represent a very useful tool to complement our knowledge of the subsurface architecture of different terrains (e.g. Casas *et al.*, 1997). They illustrate lateral variations in density, where positive values are often related to denser rocks and/or basement highs and negative values to sedimentary basins or areas where the basement or Moho is deeper. Magnetic anomaly maps, on the other hand, show contrasts between geological bodies with different magnetic properties (magnetic susceptibility and remanence) and have often been used on the exploration of mineral resources and definition of structural lineaments (e.g. Reeves, 2005).

Several works have dealt with the application of different geophysical stu-

dies to unravel the crustal structure and thickness of the Iberian Chain (e.g. Gómez-Ortiz *et al.*, 2011; Seillé *et al.*, 2015). The aim of this work is to show a qualitative interpretation of the Bouguer and aeromagnetic anomalies of the Iberian Chain in relation to its main geological and structural units.

Geological setting

The Iberian Chain represents an intra-plate Alpine mountain range developed mainly from late Eocene to early Miocene times (Fig. 1). Its origin is related to the convergence between Europe and Africa in a generalized N-S compressional setting influenced by inherited Variscan and/or Mesozoic major faults (e.g. Guimerà and Álvaro, 1990). Since the Late Miocene, the Valencia Trough rifting has caused an extensional tectonic period responsible for the formation of normal faults and Neogene-Quaternary grabens in the Central-Eastern Iberian Chain (e.g. Simón, 1982).

The Iberian Chain is surrounded by the Cenozoic foreland Duero, Ebro and

Madrid-Tajo basins, the Neogene Valencia Trough and the Central System, Catalan Coastal Ranges and Betic Cordillera (Fig. 1). It can be divided into the following structural units (Fig. 2A,B) (e.g. Guimerà, 2004): the Demanda Massif, the Cameros and Maestrazgo Mesozoic basins, the Cenozoic Almazán, Loranca and Calatayud basins, the Aragonese and Castilian Branches, the Linking Zone and the Altomira Range.

Methods

The Bouguer gravity data were obtained from the compilation done by Ayala *et al.* (2016) using the geodetic reference system GRS80 and a reference density of 2670 kg/m³. Information about the data processing and gridding of the Bouguer anomaly can be found in Ayala *et al.* (2016).

The magnetic data derives from the compilation done by the Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain) integrating several aeromagnetic surveys in 1986 and 1987 (see IGN, 2004 for more informa-

tion). Aeromagnetic data were gridded using the exponential kriging method with an anisotropy ratio of 1, a search ellipse with $R1:3.5E+005$, $R2:673000$, and an angle of 0° , and a cell size of 2.5×2.5 km. Subsequently, the grid was reprojected from geodetic datum to the ETRS89 UTM Zone 30N coordinate system and cropped to the study area. The aeromagnetic anomaly map showed in Fig. 2 corresponds to the reduction to the pole applied to the total magnetic intensity map at 3000 m high and using the date 1987/01/30.

Interpretation

The comparison between the Bouguer and aeromagnetic anomalies in the Iberian Chain is not straightforward highlighting different potential field sources to account for the different anomalies. There are, however, several anomalies that roughly coincide in both maps; NW-SE gravity and magnetic anomalies located in the Ebro basin and Aragonese Branch of the Iberian Chain, N-S anomalies coinciding with the Loranca basin and Altomira Ranges, the easternmost part of the Madrid basin and those of the Demanda Massif (Fig. 2).

Bouguer anomaly map

The Iberian Chain coincides with a large negative Bouguer anomaly with values between -130 and 0 mGal and a wavelength of 500 km, consistent with the presence of a thickened crust beneath the mountain range. Shorter wavelength (c. 4-6 km) anomalies can be also differentiated showing different relative gravity maxima and minima. The Bouguer anomaly only shows positive values close to the Mediterranean coastline and in the offshore area (gravity anomaly "B" in Fig. 2C). This relative gravity high corresponds to the Valencia Trough and it is related to a thinned crust (e.g. Roca and Guimerà, 1992; Ayala *et al.*, 2003). The Ebro foreland basin is characterized by a relative gravity high (gravity anomaly "A" in Fig. 2C) with an elongated shape following a NW-SE trend that opens towards the Mediterranean coastline. The rest of foreland basins margins adjacent to the Iberian Chain show a different behaviour. In the Duero foreland basin, a NE to SW trending gravity low (gravity anomaly "I" in Fig. 2C) appears parallel to the gravity

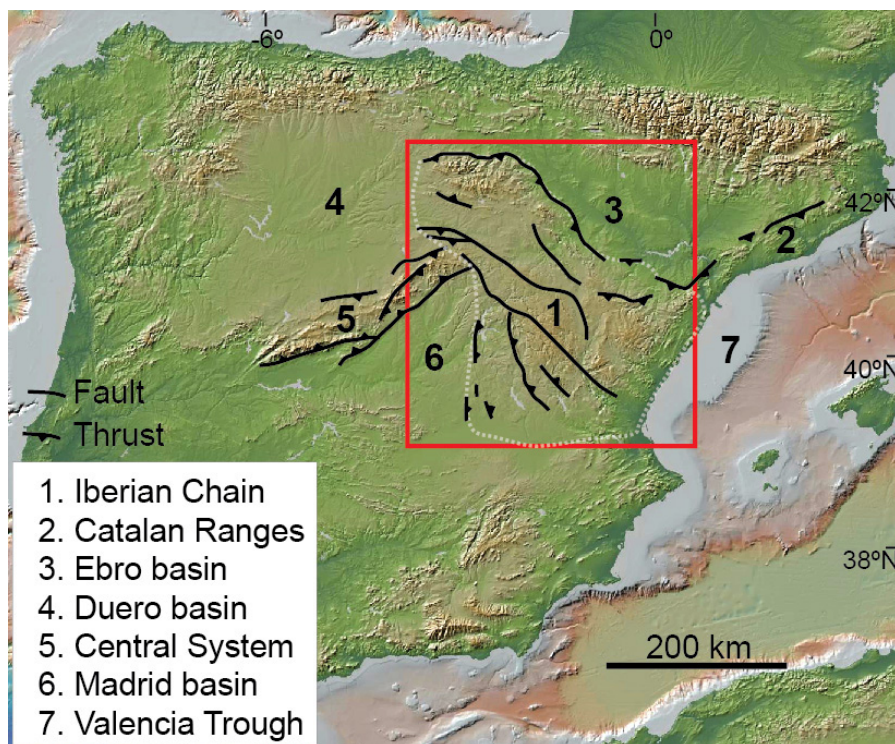


Fig. 1.- Location of the Iberian Chain and adjacent structural units (from GeoMapApp; <http://www.geomapapp.org>). In grey dotted line, location of the Iberian Chain.

Fig. 1.- Localización de la Cordillera Ibérica y unidades estructurales adyacentes (GeoMapApp; <http://www.geomapapp.org>). En línea gris discontinua, localización de la Cordillera Ibérica.

minimum located in the Madrid foreland basin (gravity anomaly "G" in Fig. 2C) and to the main structures of the Central System (e.g. De Vicente *et al.*, 2007). Gravity anomaly "I" has been interpreted to be related to basement-involved thrusts (De Vicente *et al.*, 2022). Closer to the Iberian Chain, the gravity anomaly "H" (Fig. 2C) oriented N-S and located in the Madrid foreland basin has been interpreted linked to a Cenozoic sedimentary depocenter active during the Oligocene and a lower density basement (De Vicente and Muñoz-Martín, 2013).

The northern margin of the Almazán basin with more than 4000 m of Cenozoic deposits (Rey-Moral *et al.*, 2000) and the southeastern sector of the Cameros basin correlate with gravity anomaly "E", whereas the southern part of the Almazán basin and northwestern part of the Castilian Branch and the northwestern sector of the Cameros and northern Aragonese Branch match with two relative gravity highs oriented NW-SE (gravity anomalies "L" and "C", respectively) (Fig. 2). The Demanda Massif corresponds to a relative gravity high (gravity anomaly "D") following the E-W rounded shape of the Paleozoic outcrops.

The central part of the Castilian Branch relates to an important gravity

low (gravity anomaly "J"), which does not define a significative trend. Towards the North, the NW-SE-oriented gravity low "M" coincides with the Cenozoic Montalbán basin in the southeastern part of the Aragonese Branch and gravity low "F", also oriented NW-SE, coincides with the Neogene Calatayud basin. Anomaly "K" defines a gravity low oriented NNW-SSE and coincides with the southwestern end of the Castilian Branch and Loranca basin.

Aeromagnetic anomaly map

The aeromagnetic anomaly map shows a very variable distribution of positive and negative magnetic anomalies of different shapes and wavelengths between c. 7 and 100 km (Fig. 2E). The reduced to pole magnetic intensity values range between -62 and 85 nT while most values vary between -0.4 and 27 nT. The preferred orientation of most magnetic anomalies is NW-SE and N-S in the northeastern-easternmost and southwestern sectors of the Iberian Chain, respectively.

An array of magnetic anomalies arranged in a NW-SE trend (magnetic anomalies "e") is located inside the Ebro basin (Fig. 2E). The Demanda Massif coincides with a magnetic high oriented in an

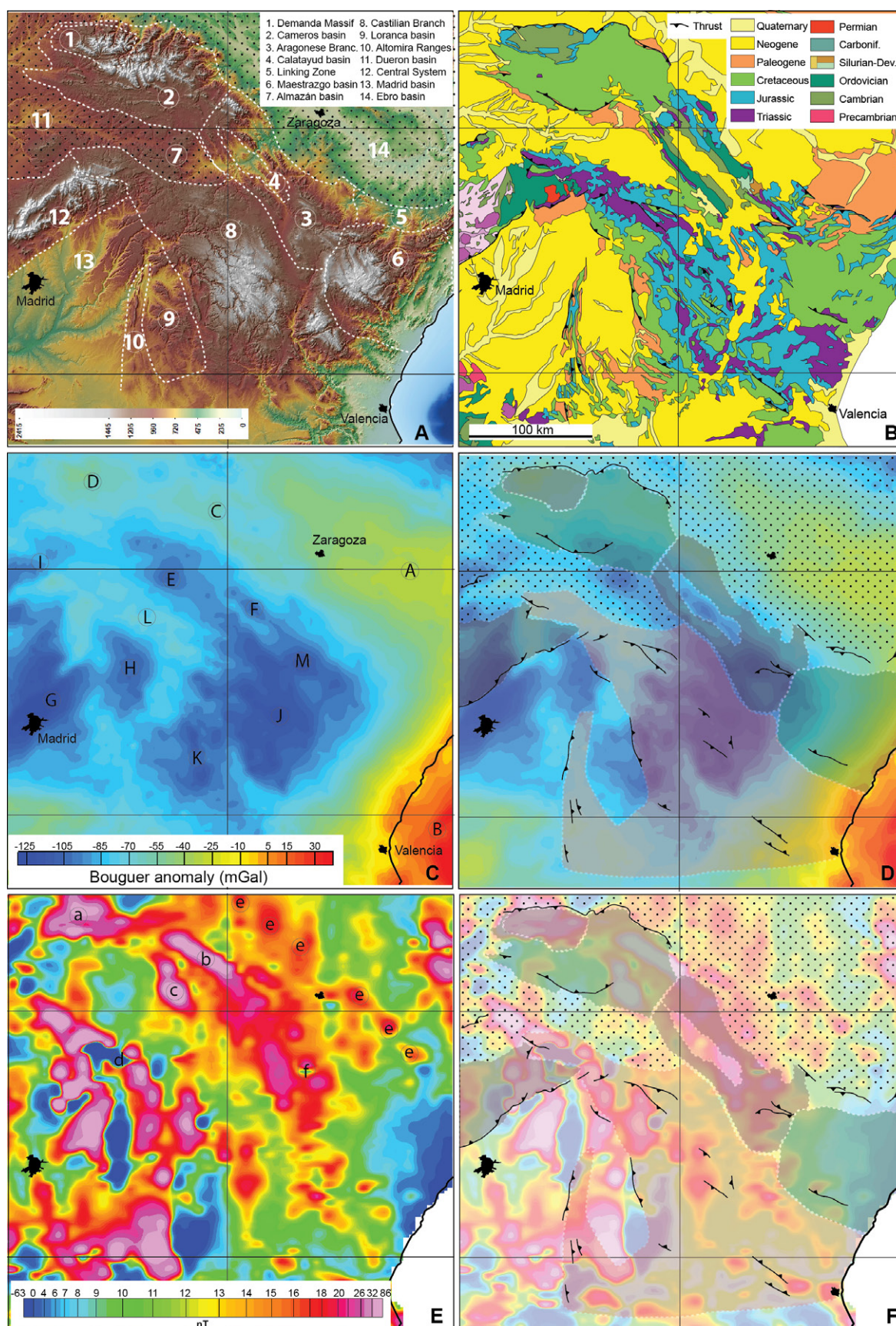


Fig. 2.- A) Relief map of the study area showing its main geological units. **B)** Geological map of the Iberian Chain and surroundings. **C, D)** Bouguer anomaly map of the study area and Bouguer anomaly map superposed with the main geological units shown in Fig. 2A. Contour interval is 5 mGal. **E, F)** Aeromagnetic anomaly map (reduction to the pole) of the study area and aeromagnetic anomaly map superposed with the main geological units shown in Fig. 2A. Contour interval is 0.1 nT. See color figure in the web.

Fig. 2.- A) Mapa del relieve de la zona de estudio mostrando las principales unidades geológicas. *B)* Mapa geológico de la Cordillera Ibérica y zonas limítrofes. *C, D)* Mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio y éste con las principales unidades geológicas de la Fig. 2A superpuestas. Intervalo de contorno de 5 mGal. *E, F)* Mapa de anomalías aeromagnéticas (reducción al polo) de la zona de estudio y éste con las principales unidades geológicas de la Fig. 2A superpuestas. Intervalos de contorno de 0.1 nT. Ver figura en color en la web.

E-W direction, parallel to its outcrops of Paleozoic rocks (magnetic anomaly "a", in Figure 2E). The northeastern sector of the Cameros basin is characterized by a noteworthy WNW-ESE elongated anomaly (magnetic anomaly "b") that has been interpreted as linked to subsurface volcanic rocks related to the Triassic rifting (Del Río *et al.*, 2013). The magnetic anomaly c located to the South could have the same origin. It is also notable the presence of an array of N-S magnetic anomalies coinciding with the Altomira Ranges and Lomaca basin (Fig. 2E).

Two magnetic lows (magnetic anomalies "d" and "f") have been previously studied. They correspond to the Atienza and Loscos magnetic anomalies, located over Permian igneous rocks (see Calvín *et al.*, 2014). Most magnetic anomalies of the Iberian Chain and surroundings do not coincide with outcrops of igneous rocks at surface. In order to interpret their origin further studies would be needed.

Conclusions

The Bouguer and aeromagnetic anomaly maps of the Iberian Chain show that the main alignments of both gravity and magnetic anomalies coincide highlighting the major role played by its structural configuration.

In general, the study of Bouguer gravity anomalies of the Iberian Chain have deserved much attention compared with magnetic anomalies which would need further studies to better interpret and decipher their origin.

Authors' contribution

Soto, R.; Paper Structure, editing, figures, research/analysis, coordination, supervision.

Gamisél, A.; Methodology, data acquisition, figures, manuscript review, research/analysis.

Ayala, C.; Methodology, figures, manuscript review, research/analysis.

Martín-León, J.; Methodology, figures.

Mochales, T.; Methodology, manuscript review.

Rey-Moral, C.; Methodology, manuscript review.

Rubio, F.; Methodology, manuscript review.

Acknowledgments

This work was funded by project PID2020-114273GB-C22 funded by MCIN/AEI/10.13039/501100011033 from the Spanish Ministry of Science and Innovation. This study represents a contribution to GeoAp Research Group (E01-20R) (Aragón Government). AGM thanks a contract from "Programa Investigato" (Comunidad de Madrid) financed by the European Union-Next Generation in the frame of the Recovery, Transformation and Resilience Plan. We are grateful to reviews by Pablo Calvín and an anonymous reviewer and to the Editor Aitor Cambeses.

Referencias

- Ayala, C., Torné, M. and Pous, J. (2003). *Earth and Planetary Science Letters* 209, 275-290. <https://doi.org/crvj7d>
- Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M.I., Torné, M. *et al.* (2016). *Journal of Maps* 12 (5). <https://doi.org/khnr>
- Blakely, R.J. (1995). *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 464 p.
- Calvín, P., Casas, A.M., Villalaín, J.J., and Tierz, P. (2014). *Geologica Acta* 12(3), 0193-207. <https://doi.org/khnz>

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. and Adam, C.R. (1997). *Earth and Planetary Science Letters* 150(1-2), 65-78.

<https://doi.org/btx9t3>

Del Río, P., Casas, A., Villalaín, J. J., Mochales, T., Soto, R. and Oliva-Urcia, B. (2013). *Studia Geophysica et Geodaetica* 57, 442-459. <https://doi.org/f48www>

De Vicente, G. and Muñoz-Martín, A. (2013). *Tectonophysics* 602, 259-285. <https://doi.org/f5bd8f>

De Vicente, G., Fernández, R.D., Olaiz, A. and Muñoz-Martín, A. (2022). *Tectonics* 41(8). <https://doi.org/khn3>

De Vicente, G., Vegas, R., Martín, A. M., Silva, P.G. *et al.* (2007). *Global and Planetary Change* 58, 335-381. <https://doi.org/bp3xpm>

Guimerà, J. (2004). In: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 602-615.

Guimerà, J. and Álvaro, M. (1990). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(2), 339-348. <https://doi.org/khpj>

Instituto Geográfico Nacional (2004). *Atlas Nacional de España 1986-2008: Sección II. Grupo 8. Geofísica*. pp. 8.8-9.

Gómez-Ortiz D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R. and Ruiz, J. (2011). *Bulletin*, 123(7-8), 1247-1257.

Reeves, C.V. (2005). *Aeromagnetic Surveys-Principles, Practice and Interpretation*. Geosoft, 155 p.

Rey-Moral, C., Gómez Ortiz, D. and Tejero, R. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13 (1), 131- 142.

Roca, E. and Guimerà, J. (1992). *Tectonophysics* 203(1-4), 203-218. <https://doi.org/dhfdzb>

Seillé, H., Salas, R., Pous, J., Guimerà, J., Gallart, J., Torne, M. *et al.* (2015). *Tectonophysics*, 663, 339-353. <https://doi.org/f736jm>

Simón, J.L. (1982). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. PhD Thesis, Univ. de Zaragoza, 269 p.

Comportamiento de los metales en un estuario afectado por drenaje ácido de mina durante un ciclo mareal (estuario del Río Tinto, SO España)

Metals behaviour in an estuary affected by acid mine drainage during a tidal cycle (Tinto River estuary, SW Spain)

Laura Sánchez López^{1*}, Jonatan Romero-Matos¹, Rafael Pérez-López¹, Carlos Ruiz Cánovas¹, María Dolores Basallote², Maira Castellanos Vásquez¹ y Gerardo Amaya Yaeggy¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra y Centro de Investigación en Recursos Naturales Salud y Medioambiente (RENSMA), Universidad de Huelva, Campus "El Carmen", 21071 Huelva, España. *laura.sanchez@dct.uhu.es; jonatan.romero@dct.uhu.es; rafael.perez@dgeo.uhu.es; carlos.ruiz@dgeo.uhu.es.

² Departamento de Ecología y Gestión Costera, Instituto de Ciencias Marinas de Andalucía (ICMAN), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 11510, Puerto Real, Cádiz, España. maria.basallote@dct.uhu.es

*Autor de correspondencia

ABSTRACT

The Tinto River estuary is severely affected by acid mine drainage. In this work, the behaviour of metals in the particulate and dissolved phases during the mixing of acid fluvial water and alkaline sea water throughout a tidal cycle is studied. The pH values ranged from 4.0 at ebb tide to 6.3 at high tide. During the rise of the tides there is an intense precipitation of mineral phases of Fe and Al that may remove As from solution and to a lesser extent Cu, Y and REE respectively. The previously retained As increases its proportion in the dissolved phase above pH ~ 5.4 probably due to desorption processes. Other elements such as Co, Cd, Ni, and Zn are found mainly in the dissolved phase, which shows quasi-conservative behaviour. During low tide the concentrations in solution of all elements analysed increase due to the greater fluvial influence; however, As concentrations also increase during high tide, evidencing desorption processes at pH values close to neutrality. Understanding the sorption/desorption processes in estuaries is essential to predict the behaviour of metals in these environments.

Key-words: Acidic waters, Metal fate, Sorption/desorption, Seawater mixing.

RESUMEN

El estuario del Río Tinto está gravemente afectado por drenaje ácido de mina. En este trabajo se estudia el comportamiento de los metales en las fases particulada y disuelta durante la mezcla de agua ácida fluvial y agua alcalina de mar a lo largo de un ciclo mareal. Los valores de pH oscilaron entre 4,0 con la bajamar y 6,3 con la pleamar. Durante la subida de la marea se produce una intensa precipitación de fases minerales de Fe y Al que pueden retirar de la disolución As y parte del Cu, Y y REE respectivamente. El As previamente retenido aumenta su proporción en la fase disuelta por encima de pH ~ 5,4 probablemente debido a procesos de desorción. Otros elementos como Co, Cd, Ni, y Zn se encuentran principalmente en la fase disuelta mostrando un comportamiento cuasi-conservativo. Durante la bajamar las concentraciones en disolución de todos los elementos analizados aumentan por la mayor influencia fluvial; sin embargo, las concentraciones de As aumentan también durante la marea alta evidenciando los procesos de desorción a valores de pH cercanos a la neutralidad. Comprender los procesos de sorción/desorción en estuarios es indispensable para predecir el comportamiento de los metales en estos medios.

Palabras clave: Aguas ácidas, destino de los metales, Adsorción/desorción, Mezcla de agua de mar.

Geogaceta, 75 (2024), 87-90

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100891>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Los estuarios son sistemas de transición entre los ecosistemas de agua dulce y marinos donde una gran cantidad de contaminantes terrestres generados por las actividades humanas migran continuamente alcanzando el océano. El estuario de la Ría de Huelva está considerado como uno de los sistemas estuarinos más contaminados del mundo (Pérez-López *et al.*, 2011; Cánovas, C.R. *et al.*, 2022). Está formado por la confluencia de los ríos Tinto y Odiel que drenan los materiales de la Faja

Pirítica Ibérica (FPI), uno de los mayores yacimientos de sulfuros del mundo explotados desde la antigüedad. La oxidación de los residuos generados durante la actividad minera ha provocado una intensa contaminación de ambos ríos por Drenaje Ácido de Mina (AMD) transportando altas concentraciones de sulfatos, metales y metaloides al estuario (Nieto *et al.*, 2013). Se estima que ambos ríos aportan al estuario el 17,2% del Cu y el 59,9% del Zn del total de metales transferidos a escala global desde los continentes a los océanos (Olías *et al.*, 2006).

En la Ría de Huelva, tiene lugar la neutralización de la acidez y el desencadenamiento de reacciones geoquímicas que condicionan el comportamiento de los contaminantes en la transición estuarina hacia el océano Atlántico. Durante la neutralización tiene lugar la floculación de material particulado (schwertmannita $[\text{Fe}_6\text{O}_8(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$ y basaluminita $[\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}]$) por precipitación química. Ambos precipitados recién formados son minerales poco cristalinos y metaestables que desempeñan un papel importante en la eliminación de conta-

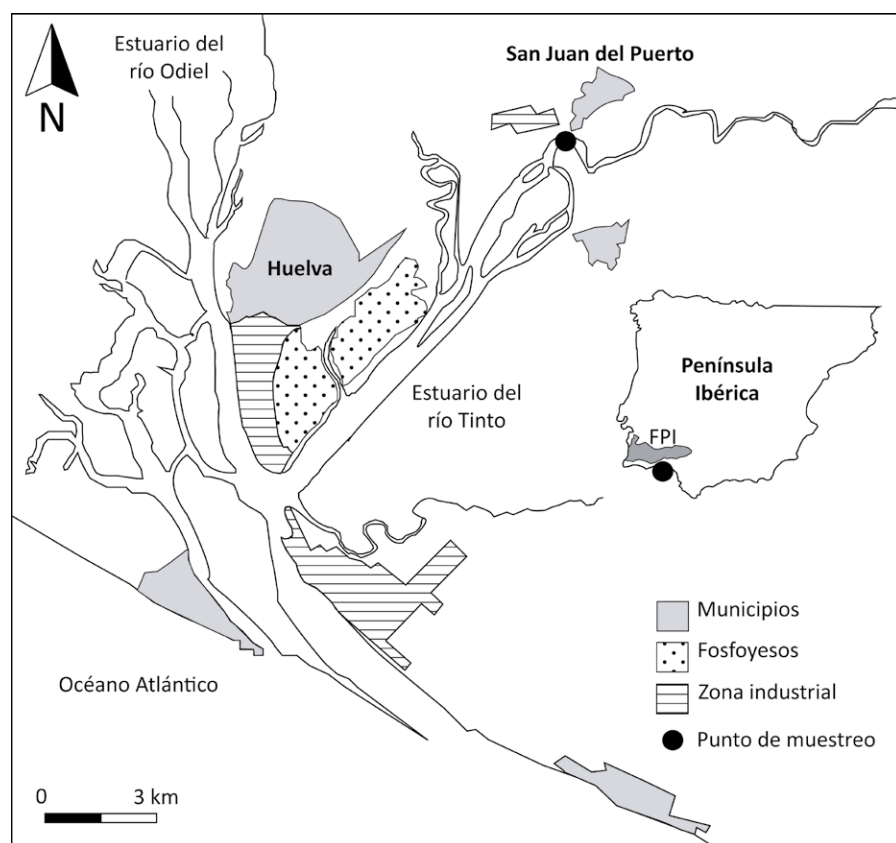


Fig. 1.- Localización geográfica del punto de muestreo en el estuario del Río Tinto.

Fig. 1.- Geographical setting of the sampling point at the River Tinto estuary.

minantes (e.g., Lozano *et al.*, 2020). El proceso de neutralización de acidez en la Ría de Huelva durante dicha mezcla ya ha sido observado en estudios hidrogeoquímicos previos (e.g. Asta *et al.*, 2015). Esclarecer estos procesos es crucial para evaluar la transferencia real de la contaminación al Océano Atlántico. Además, es relevante para comprender la vulnerabilidad de las zonas estuarinas en un más que probable escenario de aumento del nivel del mar en las próximas décadas como consecuencia del cambio climático (Kerl *et al.*, 2023). Como novedad con respecto a estudios anteriores, el presente trabajo se centra en datos obtenidos de un muestreo puntual de alta resolución temporal que permita discernir con claridad el conjunto de procesos geoquímicos que controlan el comportamiento de los contaminantes. Los resultados servirían para desarrollar un modelo geoquímico que sea capaz de predecir el comportamiento de los metales ante futuras oscilaciones del nivel del mar.

Material y métodos

El punto de muestreo se sitúa en el embarcadero de San Juan del Puerto (Huelva), en el dominio fluvial del estua-

rio del Río Tinto (coordenadas 37°18'18", -6°51'0") (Fig. 1). El muestreo se realizó el 29/03/2023 con un coeficiente mareal de 26-30, considerado como bajo para este estuario. Con el fin de estudiar la mezcla progresiva de agua fluvial y agua mareal, las muestras se tomaron utilizando un automuestreador (Teledyne ISCO) programado con una frecuencia de una hora durante 24 horas, registrando varios ciclos mareales completos. Para evitar la contaminación cruzada se programaron secuencias de purga entre ciclos de bombeo. El automuestreador está equipado con 24 botellas de polietileno de 1L que fueron previamente lavadas con HNO₃ al 10% (v/v).

Para cada muestra, se midieron pH, temperatura, potencial redox (ORP) y conductividad eléctrica (CE) utilizando un electrodo multiparamétrico portátil Crison®. La alcalinidad se determinó mediante CHEMetrics® Total Titrets®, con un rango de 10-100 o 100-1000 mg L⁻¹ equivalentes de CaCO₃. Adicionalmente, se monitorearon temperatura, CE y nivel *in situ* mediante sensores en una estación remota Hobolink Data logger RX3000 instalada en el mismo punto del estuario. Todas las muestras se filtraron a través de filtros de 0,45 µm y se acidularon con

HNO₃ suprapuro. Asimismo, se tomaron muestras brutas para determinar la proporción de metales asociada al material particulado. Los análisis químicos para la determinación de elementos traza y mayoritarios se realizaron mediante ICP-MS e ICP-OES.

Resultados y discusión

Los valores de pH y CE oscilaron entre 4,0 y 6,3 y entre 43,2 y 51,9 mS cm⁻¹, respectivamente; registrándose los valores más elevados durante la pleamar debido a la mayor influencia de agua de mar (Fig. 2A). Los valores de alcalinidad aumentan con la pleamar hasta valores de 23 mg L⁻¹ y, al bajar la marea, la mayor proporción de agua ácida del río provoca el agotamiento total de la alcalinidad y una disminución drástica del pH, lo que favorece la solubilidad de los metales. En este momento del ciclo se registran los valores más elevados de ORP (Fig. 2B).

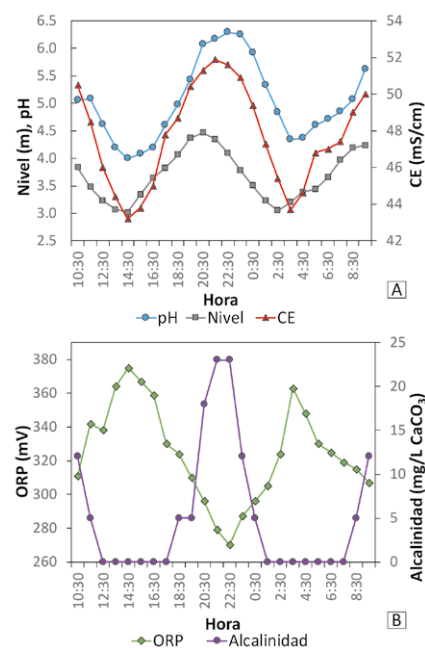


Fig. 2.- A) Evolución del pH, nivel del mar y CE durante el muestreo. B) Evolución del ORP y la alcalinidad durante el muestreo.

Fig. 2.- A) Evolution of pH, sea level and EC during sampling. B) Evolution of ORP and alkalinity during sampling.

El progresivo aumento del pH durante el ascenso de la marea induce la precipitación de fases de Fe y Al, probablemente schwertmannita, que retira Fe(III) y As del agua, y basaluminita, que elimina Al y parte de Cu, REE y Y, como se ha observado en otros estudios (e.g.

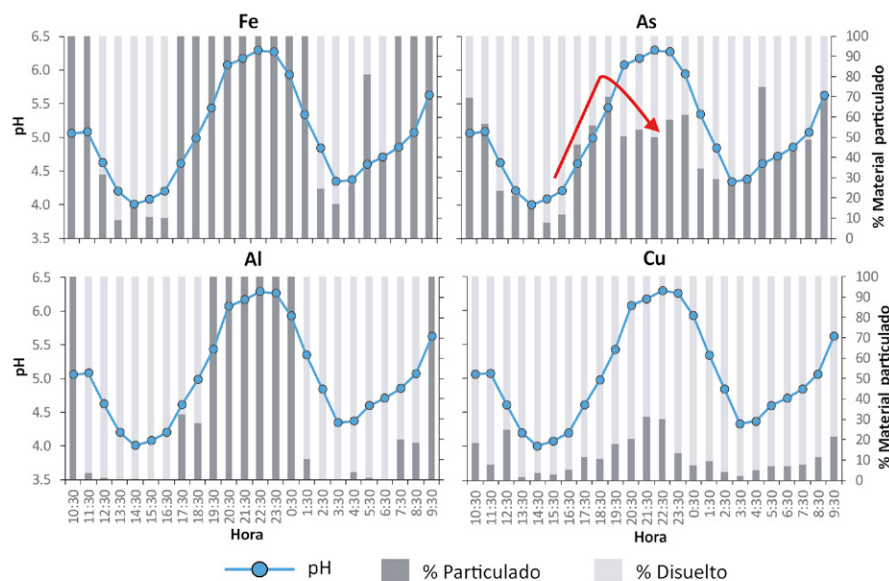


Fig. 3.- Evolución del pH y la proporción de material particulado de Fe, As, Al y Cu durante el muestreo.

Fig. 3.- Evolution of the pH and the proportion of particulate matter of Fe, As, Al and Cu during sampling.

Pérez-López *et al.*, 2023). Se observa un cambio brusco en la proporción de Fe asociado al material particulado a $\text{pH} > 4.5$ donde pasa de estar entre un 10 y 20% en la fase disuelta al 100% en la fase sólida. Lo mismo ocurre con el Al, pero a $\text{pH} > 5.3$ (Fig. 3).

El As se retira de la disolución junto con el Fe al comienzo de la marea alta, sin embargo, a $\text{pH} > 5.4$ se observa un aumento del 20% en disolución (Fig. 3) probablemente relacionado con procesos de desorción debidos al cambio del punto de carga cero de la schwertmannita

en ambientes alcalinos. Durante la neutralización del agua ácida del Río Tinto, al superarse valores en torno a $\text{pH} 5$, la superficie de la schwertmannita se carga negativamente. Dado que, de acuerdo con los modelos termodinámicos, la principal especie acuosa de As es un oxianión con carga negativa (H_2AsO_4^-) se espera su desorción (Pérez López *et al.*, 2023).

Durante la pleamar aumenta la proporción de Cu en el material particulado, aunque durante el ciclo se encuentra mayormente en la fase disuelta (Fig. 3). El Y y REE se comportan de igual forma.

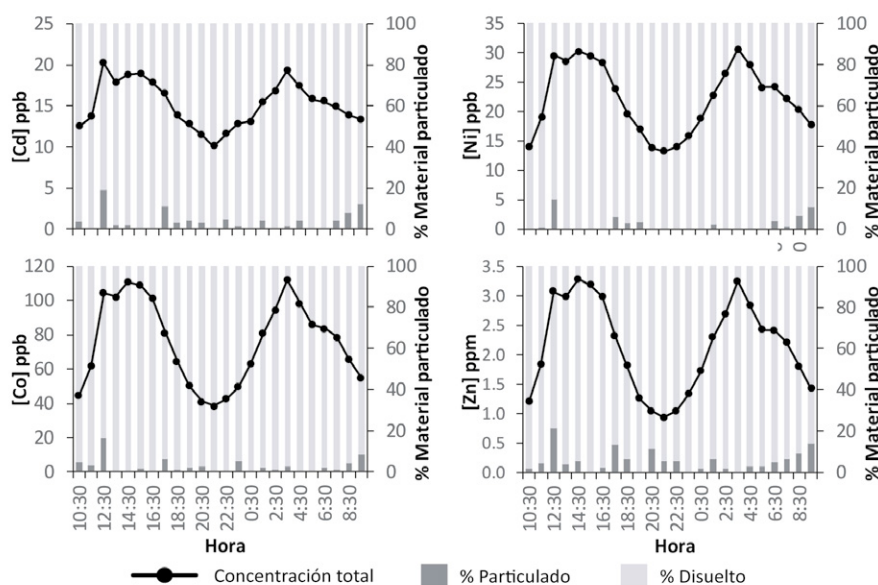


Fig. 4.- Evolución de las concentraciones totales y la proporción de material particulado de Cd, Co, Ni y Zn.

Fig. 4.- Evolution of total concentrations and particulate matter proportion of Cd, Co, Ni and Zn.

Otros elementos como Co, Cd, Ni, y Zn se encuentran en la fase disuelta en más de un 90% en las 24 muestras recogidas, mostrando un comportamiento cuasi-conservativo. Sus concentraciones disminuyen ligeramente durante la marea alta por dilución (Fig. 4).

Respecto a las concentraciones en disolución de Fe, Al, Cu, Y, REE, Co, Ni, Cd y Zn, éstas aumentan con la marea baja al haber mayor influencia fluvial (Fig 5A). Durante la pleamar sus concentraciones disminuyen por precipitación mineral y/o dilución. Sin embargo, las concentraciones de As disminuyen drásticamente al comienzo de la marea alta y luego vuelven a aumentar durante la pleamar (Fig. 5B). Este hecho evidencia el proceso de desorción anteriormente explicado que se produce a valores de pH cercanos a la neutralidad. El As es desorbido en la parte baja del estuario donde se alcanzan valores de pH cercanos a la neutralidad y debe ser transportado aguas arriba durante la subida de la marea.

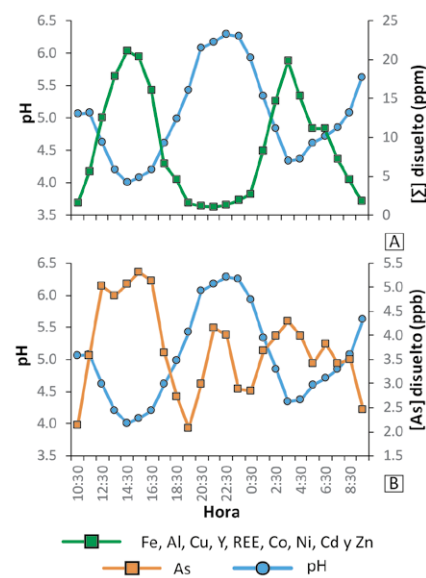


Fig. 5.- A) Evolución del pH y el sumatorio de las concentraciones en disolución de Fe, Al, Cu, Y, REE, Co, Ni, Cd y Zn durante el muestreo. B) Evolución de [As] disuelto durante el muestreo. Ver figura en color en la web.

Fig. 5.- A) Evolution of the pH and the sum of the concentrations in solution of Fe, Al, Cu, Y, REE, Co, Ni, Cd and Zn during sampling. B) Evolution of dissolved [As] during sampling. See color figure in the web.

Conclusiones

En la Ría de Huelva, durante la pleamar se produce la mezcla de agua ácida con agua de mar y se registran las mayores proporciones de material particulado. En este momento del ciclo mareal

precipitan fases minerales de Fe y Al que retienen otros metales (i.e. As y Cu, Y, y REE, respectivamente) actuando como sumideros de la contaminación. Sin embargo, la concentración de As disuelto aumenta a pH>5,4 posiblemente debido a procesos de desorción. Se debe prestar especial atención a los elementos cuasi-conservativos como Cd, Co, Ni o Zn ya que la carga del Tinto en estos metales llegaría prácticamente toda al océano Atlántico. Comprender los procesos de sorción/desorción en estuarios es esencial para predecir el comportamiento de los metales en estos ambientes.

Contribución de los autores

Laura Sánchez López: Estructura del trabajo, redacción borrador original, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis, coordinación. Jonatan Romero-Matos: adquisición de datos, edición y revisión del manuscrito. Rafael Pérez-López: estructura del trabajo, edición, revisión del manuscrito, coordinación y supervisión. Carlos Ruiz Cánovas: metodología, edición y

revisión del manuscrito. María Dolores Basallote: metodología, edición y revisión del manuscrito. Maira Castellanos Vásquez: metodología. Gerardo Amaya Yaeggy: metodología.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación español en el marco del proyecto de investigación TRAMPA (PID2020-119196RB-C21) y cofinanciado con fondos FEDER a través del proyecto LIFEWATCH-INDALO.

Referencias

- Asta, M.P., Calleja, M.L., Pérez-López, R. y Auqué, L.F. (2015). *Marine Pollution Bulletin*, 91, 295–305. <https://doi.org/f64mvg>
- Cánovas, C. R., Basallote, M. D., Macías, F., Freydier, R., Parviainen, A., y Pérez-López, R. (2022). *Environmental Pollution*, 306, 119448. <https://doi.org/kxxz>

- Kerl, C.F., Basallote, M.D., Käberich, M., Oldani, E., Cerón Espejo, N. P., Colina Blanco, A. E., Ruiz Cánovas, C., Nieto, J.M., y Planer-Friedrich, B.P. (2023). *Science of The Total Environment*, 873, 162354. <https://doi.org/kh9c>
- Lozano, A., Ayora, C., Macías, F., León, R., Gimeno, M. J., y Auqué, L. (2020). *Journal of Geochemical Exploration*, 216, 106577. <https://doi.org/kh88>
- Nieto, J. M., Sarmiento, A. M., Canovas, C. R., Olías, M., y Ayora, C. (2013). *Environmental Science and Pollution Research*, 20, 7509–7519. <https://doi.org/f5fbz2>
- Olías M., Cánovas C, Nieto J.M., y Sarmiento A.M. (2006). *Applied Geochemistry*, 21, 1733-1749. <https://doi.org/chjt5n>
- Pérez-López, R., Millán-Becerro, R., Basallote, M. D., Carrero, S., Parviainen, A., Freydier, R., Macías, F., y Cánovas, C. R. (2023). *Marine Pollution Bulletin*, 187, 1–10. <https://doi.org/kh87>
- Pérez-López, R., Nieto, J. M., López-Casajosa, M.J., Díaz-Blanco, M.J., Sarmiento, A. M., Oliveira, V., y Sánchez-Rodas, D. (2011). *Marine Pollution Bulletin*, 62, 405–411. <https://doi.org/dv26rt>

High-resolution topography of Gusev crater using CTX data (Mars)

Topografía de alta resolución de cráter Gusev a partir de datos CTX (Marte)

Ronny Steven Anangonó-Tutasig^{1*}, Francisco Javier De Cos Juez¹, Susana Fernández Menéndez¹

¹Instituto Universitario de Ciencias y Tecnologías Espaciales de Asturias (ICTEA), C. Independencia 13, E-33004 Oviedo.

anangonoronny@gmail.com *, fjcos@uniovi.es, fernandezmsusana@uniovi.es

*Corresponding author

ABSTRACT

High-resolution Digital Terrain Models (DTMs) of Mars are both limited and crucial for studying surface processes. The available DTMs generated from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) and High-Resolution Stereo Camera (HRSC) data offer limited resolution for working on a metre scale. The MER-A mission's exploration of the Gusev crater was based on the data provided by MOLA and HRSC. However, with the introduction of the stereoscopic images obtained by the Context Camera (CTX) on board the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), it has been possible to generate topographic data with greater detail, significantly improving the MOLA and HRSC data. This has resulted in the generation of new DTMs with a resolution of ~5 m/pixel. Comparative analysis of these CTX DTMs with the MOLA and HRSC data provides an updated perspective of the Gusev topography and its geological features. The prominent advantage of using CTX stereo images lies in their wide coverage, as they have mapped 99.9% of the Martian surface. This wide coverage allows the creation of high-resolution models that will prove invaluable for future studies and missions.

Key-words: Crater, Mars, Topography, Morphology, Digital Terrain Model (DTM).

RESUMEN

Los Modelos Digitales del Terreno (MDT) de alta resolución de Marte son tan escasos como cruciales para estudiar los procesos de la superficie. Los MDT disponibles generados gracias a los datos obtenidos por el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) y la High-Resolution Stereo Camera (HRSC) ofrecen una resolución limitada para trabajar a escala métrica. La exploración del cráter Gusev, realizada por la misión MER-A, se basó en los datos proporcionados por MOLA y HRSC. Sin embargo, con la introducción de las imágenes estereoscópicas obtenidas por la Cámara de Contexto (CTX) a bordo de la Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), se ha podido generar datos topográficos con mayor detalle, mejorado significativamente a los datos MOLA y HRSC. Esto ha dado lugar a la creación de nuevos MDT con una resolución de ~5 m/píxel. El análisis comparativo de estos MDT CTX con los datos de MOLA y HRSC proporciona una visión actualizada de la topografía de Gusev y de sus características geológicas. La principal ventaja de utilizar imágenes estereoscópicas CTX reside en su amplia cobertura, ya que han cartografiado el 99,9% de la superficie marciana. Esta amplia cobertura permite crear modelos de alta resolución que resultarán muy valiosos para futuros estudios y misiones.

Palabras clave: Cráter, Marte, Topografía, Morfología, Modelo Digital del Terreno (MDT).

Geogaceta, 75 (2024), 91-94

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100671>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introduction

Mars has been 99.9% mapped by the context camera (CTX) (Malin *et al.*, 2007) on board the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), which provides images with a resolution of ~5 m/pixel, essential for mapping work. However, Mars currently lacks the highest-resolution digital terrain models (DTMs) due to the high computing resources required for their processing. DTMs generated at such resolutions have primarily focused on regions of interest for future missions. Many of these available DTMs have been produced by multiple research groups. Utilizing data collected by the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) instrument on board the Mars Global Surveyor (MGS), a global terrain

model of Mars was created with a resolution of 200-400 m/pixel (Smith *et al.*, 2001; Laura and Fergason, 2016). Data obtained from the High-Resolution Stereo Camera (HRSC) instrument on the ESA's Mars Express mission also created to terrain models with a resolution of ~75 m/pixel (Gwinner *et al.*, 2016). Nevertheless, both terrain models have limited resolution for metric-scale investigations of the Martian surface within the Gusev crater region (Fig.1).

Gusev Crater, located at 14.64°S and 175.36°E in the southern hemisphere of Mars, has a diameter of ~166 km. This crater was the landing site of the MER-A NASA mission in 2004. The rover Spirit's investigations primarily focused on seeking clear evidence of past water presence on Mars.

Methodology

To generate this new topography, we used the open-source software available from NASA, Integrated software for Imagers and spectrometers (ISIS), version 7.0.1 (Anderson *et al.*, 2004; Anderson, 2008), and Ames Stereo Pipeline (ASP), version 3.2.0 (Moratto *et al.*, 2010; Beyer *et al.*, 2018).

In this study, the processing of these new DTMs has been automated using ISIS and ASP commands (Fig.2). The pre-processing of these images is carried out with the ISIS tools, to convert the images into the input format for stereo (IMG. to .cub). The mroctx2isis tool converts the images into .cub files. Spiceinit provides spacecraft camera positions, body shape, and orientation to calculate ground positions

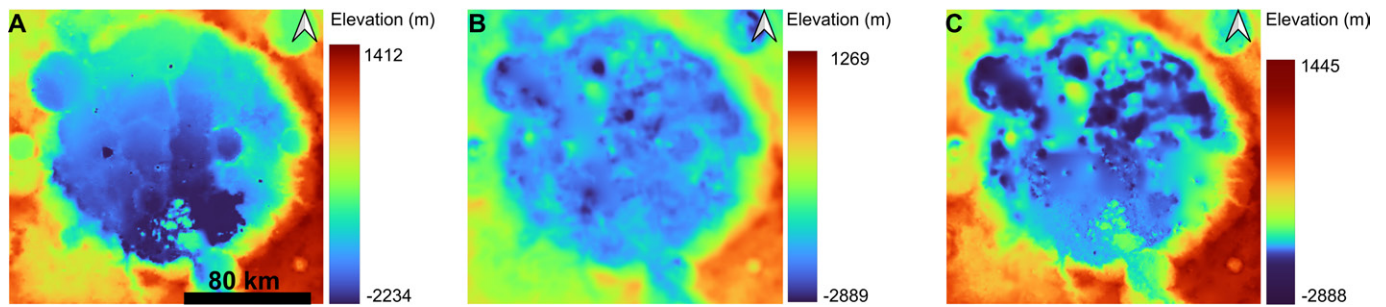


Fig. 1.- Digital elevation models available for Gusev crater. A) DTM MOLA (400 m/pixel). B) DTM HRSC (400 m/pixel). C) DTM MOLA-HRSC (200 m/pixel). Gusev crater diameter: ~166 km. See color figure in the web.

Fig. 1.- Modelos digitales de elevación disponibles para cráter Gusev. A) DTM MOLA (400 m/píxel) B) DTM HRSC (400 m/píxel) C) DTM MOLA-HRSC (200 m/píxel). Diámetro del cráter Gusev: ~160 km. Ver figura en color en la web.

(LAT/LON) and photometric angles. Ctxcal performs radiometric corrections for both stereo images. Ctxevenodd removes the effects that occur in the par/im-pair bands of the context camera.

The ASP tool cam2map4stereo calculates the minimum overlap between the two images to project the two images. The default is a sinusoidal projection (Beyer *et al.*, 2018). Depending on the location of the images on Mars (poles, hemisphere, equator), a more suitable projection can be assigned.

ASP's bundle_adjust tool, which is based on non-linear least squares algorithms (Ceres Solver algorithm), iterates through a least-cost function to minimize the triangulation error between the camera positions and the thousands of pixels in the scene previously generated (Beyer *et al.*, 2018), reducing the error between the back-projected pixel location and its actual location on the surface (Triggs *et al.*, 2000), avoiding distortion of the images as much as possible.

The parallel_stereo tool processes the stereo images that have been previously corrected, producing an output point cloud for each image, which can then be further processed into a mesh for display. The steps executed by parallel_stereo is described below:

Preprocessing: normalize the two input images, identify the points of interest (pixels), match both images while calculating the convergence angle for this stereo pair.

Stereo correlation: Generates an image where pixels describe their position in all three axes (LAT/LON/ELEV) and the horizontal and vertical displacement between the stereo images. The stereo algorithm distributes the process between this and subsequent stages (Beyer *et al.*, 2018).

Blending: Uses a sub-pixel refinement algorithm to adjust the valid pixels generated in the previous stage. This generated pixel uses as reference the eight neighboring pixels to perform the correlation between the pair images (Beyer *et al.*, 2018).

Sub-pixel refinement: Performs a filtering of outliers and matching errors generated by the previous step. Pixels may be invalid due to large differences between the two stereo images (e.g., quality and resolution of the images, smooth surfaces with a low signal-to-noise ratio).

Outlier removal: Performs outlier filtering and, in turn, fills holes using in-painting algorithm (Xia, *et al.*, 2008), which identifies areas in the image that require filling or restoration. These areas

are filled from neighboring pixel information, which extracts features such as textures, colors, and gradients, which will be used to guide the filling process.

Triangulation: Generates a 3D point cloud from a previously filtered and corrected scene by intersecting rays traced from the cameras, describing the 3D location of each matched pixel for each image (Beyer *et al.*, 2018). Using the nearest neighbor algorithm, the pc_align tool aligns the point cloud with a reference DTM (e.g., MOLA, HRSC) by means of least squares. The point2dem tool takes the point cloud and generates a DTM in GeoTIFF format, which can then be exported for viewing and working within a GIS environment.

The result is a DTM with a resolution of ~5 m/pixel. With modifications to the code parameters, the final product can be refined. Each parameter can be found in more detail in the ASP guide that has been used in this section (Beyer *et al.*, 2018).

Results

With these new CTX's DTMs we have compared a series of morphologies. In all cases, we have obtained more detailed information about the topography of this crater.

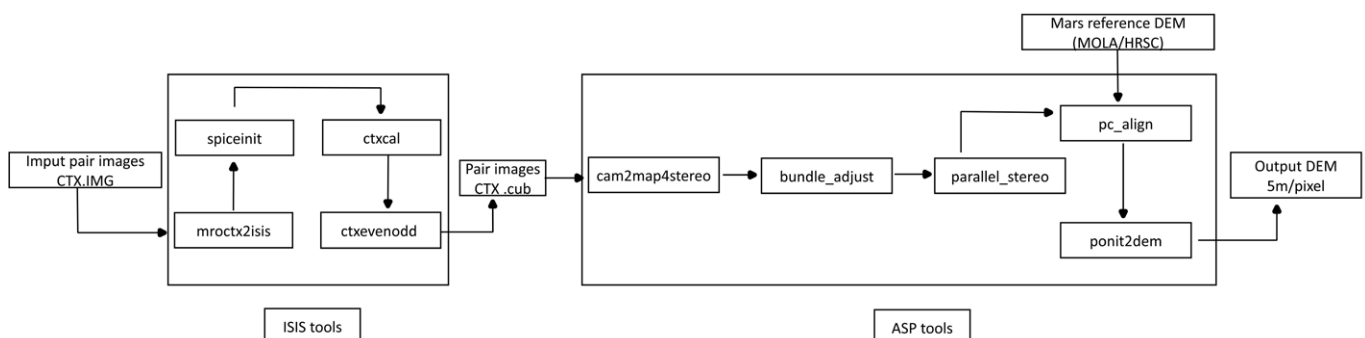


Fig. 2.- The workflow for processing CTX stereo image pairs and DTM output.

Fig. 2.- El flujo de trabajo para el procesamiento de los pares de imágenes estéreo CTX y salida del MDT.

On the surface of Gusev Crater, there are ridges extending across the surface, generally oriented in a north-south direction. Grin and Cabrol, (1997) suggested that these ridges result from rotational currents beneath a paleolake within Gusev in glacial periods. However, they do not provide evidence of "rotational" orientation changes around Gusev (Milam *et al.*, 2003). Some points along these ridges rise as much as 200 m above the surface of Gusev and extend for several kilometers. In the CTX DTM, maximum elevations of -1850 m have been extracted, whereas the MOLA DTM records elevations of -1837 m (Fig. 3.A). This new CTX DTM preserves the morphological characteristics of the CTX image, obtaining more information on/about these features in comparison with the MOLA and HRSC data. With these updated topographic data, we can gain a more detailed understanding of the morphology of these ridges.

Other morphological features observed on the surface of Gusev crater include small impact craters (<10 km diameter), in contrast to larger craters like Thira (~20 km diameter) or Gusev (~166 km diameter). In CTX images, we can discern their morphological characteristics such as shape and size, but we lack more detailed topographic data, such as crater depth and the slope of inner walls. The available MOLA and HRSC data do not provide insights into the topographic characteristics of these features. To the W of the MER-A landing ellipse is the Crivitz crater, a complex crater due to its morphological characteristics (French, 1999), making unique within in Gusev crater (see fig. 3.B). Although Crivitz crater has been mapped in studies by Kuzmin *et al.*, (2000) and Milam *et al.*, (2003), it lacks a detailed description. This crater has a diameter of ~6 km, with a circular morphology and characteristic central peak. Our CTX DTM obtains great results when compared to the topography recorded by MOLA and HRSC (fig. 3.B). In the CTX DTM a topographic profile has been plotted, where we have extracted the height of the central peak, with values of -2307 m. In the DTM MOLA and HRSC we do not have this information, so the CTX DTM provides us with much more information, an invaluable source of additional information that even reshapes our understanding of the morphology of this specific crater.

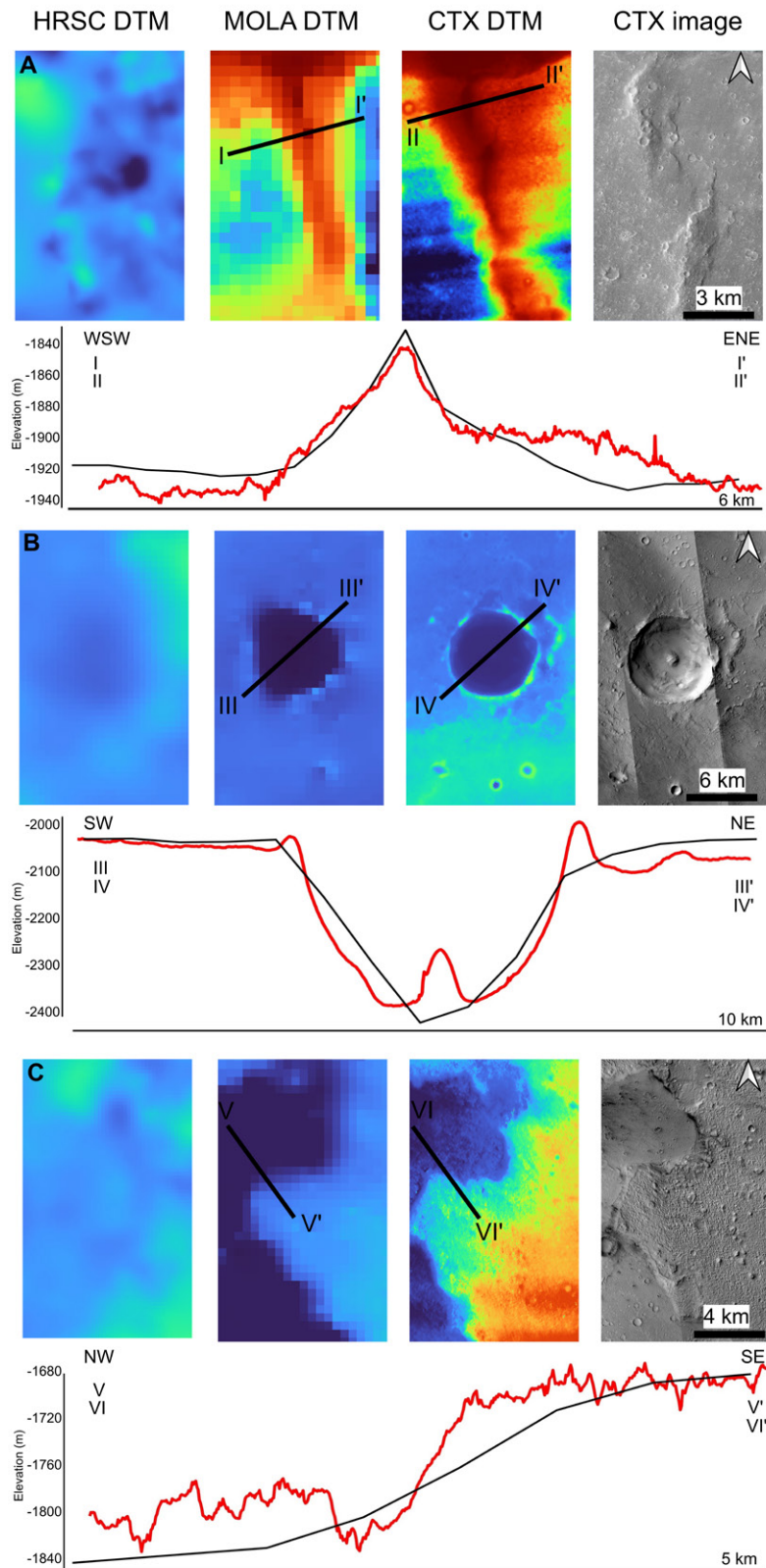


Fig. 3.- Reconstruction of the high-resolution topography of the Gusev crater using CTX images and comparison with available data. The topographic profiles correspond to MOLA topography (black colour) and CTX DTM (red colour): A) Crestas de cráter Gusev. B) Cráter Crivitz. C) Channelled shapes. As we can see, in all the images we obtain better results in the CTX DTM with respect to the HRSC and MOLA DTM. See color figure in the web.

Fig. 3.- Reconstrucción de la topografía en alta resolución de cráter Gusev mediante imágenes CTX y su comparación con los datos disponibles. Los perfiles topográficos corresponden a la topografía MOLA (color negro) y MDT CTX (color rojo): A) Crestas de cráter Gusev. B) Cráter Crivitz. C) Formas canalizadas. Como podemos ver, en todos los casos obtenemos mejores resultados (resolución en elevación) en el MDT CTX con respecto a los MDTs derivados de los datos de HRSC y MOLA. Ver figura en color en la web.

To the SE of the main crater, near the delta, channel-like morphologies are visible (see Fig. 3.C), likely shaped by the action of some fluid in the past. Kuzmin *et al.*, (2000) suggest that these morphologies correspond to fluvio-lacustrine deposits. Milam *et al.*, (2003) identify these channel-like features as the contact between morphological units (ETm-WRm units as described in their study). These channel-like morphologies measure between 100 m and 500 m in width. The lowest elevation of these channels is -1790 m, with a depth of ~40 m relative to the outer edges at -1750 m (see Fig. 3.C). As a result, we observe that these DTMs provide higher resolution and better delineation of the morphology of these features compared to MOLA and HRSC data. With this new topographic data regarding the depth of these channel-like features, we can know deeper into the study of how these channels were formed, where water likely played a significant role.

Conclusions

Our new CTX DTMs, with a resolution of ~5 m/pixel, provide detailed topographic information for Gusev crater. This information is unavailable in the MOLA and HRSC datasets due to their limited spatial resolutions (200 m/pixel and 400 m/pixel, respectively). These high-resolution datasets allow for a more comprehensive exploration of the surface's topographic details, especially those at a metric scale, including channel-like formations, crater floors, and features such as ridges, as discussed in the results section. One of the primary advantages of these CTX DTMs is their faithful preservation of the morphological characteristics observed in CTX images, in addition to obtaining new topographical data. When comparing the elevations calculated in the three geological features compared between the MOLA and CTX DTM data, we see that there is no great disparity between the topographic data (~15 m), as the MOLA data has a vertical accuracy of ± 1.5 m. We consider that this new DTMs can help to perform more new detailed surface studies in the Gusev area. They offer a fresh perspective on the surface processes taking place within the crater, as well as the geological features that exist.

Data availability

The CTX stereo images are available in the database [Planetary Image Locator Tool](#) of the Planetary Data System (PDS) node. The [Integrated Software for Imagers and Spectrometers](#) (ISIS) and [Neo-GeographyToolkit/StereoPipeline](#) (ASP) software can be found in the GitHub repository. The code used as well as the generated data can be obtained from the author of this article.

Authors' contribution

Ronny Steeven Anagonó-Tutasig: Testing and execution of the code, writing. **Susana Fernández Menéndez:** Thesis supervisor, writing, structure review and corrections. **Francisco Javier de Cos Juez:** Thesis supervisor, research fundraiser.

Acknowledgements

This work was supported by funding AYUD/2021/51301, support for research groups from organizations in the Principality of Asturias for the period 2021-2023. To Dr. Erica Luzzi for her help with the familiarization of the code. We appreciate the reviewers of this article for their work.

References

- Anderson, J. *et al.* (2004) 'Modernization of the Integrated Software for Imagers and Spectrometers', *Lunar Planet. Sci.*, 35.
- Anderson, J.A. (2008) 'ISIS Camera Model Design', p. 2159.
- Beyer, R.A., Alexandrov, O. and McMichael, S. (2018) 'The Ames Stereo Pipeline: NASA's Open-Source Software for Deriving and Processing Terrain Data', *Earth and Space Science*, 5(9), pp. 537–548. Available at: <https://doi.org/10.1029/2018EA000409>
- French, Bevan.M. (1999) 'Traces of catastrophe: a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures', *Choice Reviews Online*, 36(10), pp. 36-5704-36-5704. Available at: <https://doi.org/10.5860/CHOICE.36-5704>
- Grin, E.A. and Cabrol, N.A. (1997) 'Subglacial Rotary Currents in Gusev Crater

- Paleolake (Mars)', p. 475.
- Gwinner, K. *et al.* (2016) 'The High-Resolution Stereo Camera (HRSC) of Mars Express and its approach to science analysis and mapping for Mars and its satellites', *Planetary and Space Science*, 126, pp. 93–138. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.pss.2016.02.014>
- Kuzmin, R.O. *et al.* (2000) *Geologic map of the MTM-15182 and MTM-15187 quadrangles, Gusev Crater-Ma'adim Vallis region, Mars*. Available at: <https://doi.org/10.3133/i2666>
- Laura, J. and Ferguson, R.L. (2016) 'Modeling martian thermal inertia in a distributed memory high performance computing environment', in *2016 IEEE International Conference on Big Data (Big Data)*. 2016 IEEE International Conference on Big Data (Big Data), pp. 2919–2928. Available at: <https://doi.org/10.1109/BigData.2016.7840942>
- Malin, M.C. *et al.* (2007) 'Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter', *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5). Available at: <https://doi.org/10.1029/2006JE002808>
- Milam, K.A. *et al.* (2003) 'THEMIS characterization of the MER Gusev crater landing site', *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E12). Available at: <https://doi.org/10.1029/2002JE002023>
- Moratto, Z. *et al.* (2010) 'Ames Stereo Pipeline, NASA's Open Source Automated Stereogrammetry Software', *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 41.
- Smith, D.E. *et al.* (2001) 'Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars', *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10), pp. 23689–23722. Available at: <https://doi.org/10.1029/2000JE001364>
- Triggs, B. *et al.* (2000) 'Bundle Adjustment — A Modern Synthesis', in B. Triggs, A. Zisserman, and R. Szeliski (eds) *Vision Algorithms: Theory and Practice*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (Lecture Notes in Computer Science), pp. 298–372. Available at: https://doi.org/10.1007/3-540-44480-7_21
- Xia, Z.H.U., Hong, L.I. and Wei, Z. (2008) 'Image Inpainting Algorithm Based on Color Region Segmentation', *Computer Engineering*, 34(14), pp. 191–193. Available at: <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-3428.2008.14.068>

Extreme flood events in the western Mediterranean: integrating numerical MODelling and flood records in KARST systems (MODKARST project)

Eventos extremos de inundación en el Mediterráneo Occidental: integrando modelos numéricos y registro de inundaciones en sistemas kársticos (proyecto MODKARST)

Miguel Bartolomé^{1,2,3*}, Marc Luetscher², Heather Stoll³, Ana Moreno⁴ y Gerardo Benito¹

¹ Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). C. de José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, Spain.

mbart@mncn.csic.es

² Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), La Chaux-de-Fonds, Switzerland. Rue de la Serre 68 2300

marc.luetscher@isska.ch

³ Geological Institute, NO G59, Department of Earth Sciences, Sonneggstrasse 5, ETH, 8092 Zurich, Switzerland.

heather.stoll@erdw.ethz.ch

⁴ Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Avenida de Montaña, 1005, 50059, Zaragoza, Spain.

amoreno@ipe.csic.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Changes in rainfall patterns are a direct consequence of the current climate change. Climate projections indicate an intensification of extreme rainfall events, which will directly affect social, ecological, and economic systems. One of the most significant challenges in the field of climate science lies in comprehending, modeling, and forecasting the fluctuations in flood occurrences derived from these extreme rain events. The uncertainties in projected rainfall remain notably elevated, especially in Mediterranean where the climate is characterized by extreme and sudden rainfall events. The instrumental record is too short to correctly estimate flood return periods. Hence, geological records are required to better understand the long-term variability, from millennial to decadal scales, of natural extreme flood events. MODKARST is a MSCA-GF project awarded by the European Union, to develop a quantitative flood database for the Western Mediterranean realm based on speleothems. The action plans to infer past flood events from the last 18 ka based on detrital layers recorded in stalagmites from 5 different caves in the north of Spain, in combination with karst hydraulic models and water-level monitoring. MODKARST will help to better disentangle the relation between flood recurrence and climate changes, and will shed light on how to better predict the variability of floods in the context of present-day global warming.

Key-words: Paleofloods, Hydrology, climate change, speleothems.

Geogaceta, 75 (2024), 95-98

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100997>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introduction and motivation

Climate change represents one of the greatest challenges for our society. Global warming has led to concerns about the increase in frequency and intensity of river floods all over the world (IPCC, 2021). In Europe, the last three decades have been the most flood-rich periods of the

last 500-years (Blöschl *et al.*, 2020). Climate models show an intensification of extreme torrential events in the next decades as a result of climate change (Kleinen and Petschel-Held, 2007). However, there is still a high uncertainty with respect to projected changes at regional scale since the trends are not yet robust. These uncertainties are greater for the Mediterranean

RESUMEN

Los cambios en los patrones de lluvia son una consecuencia del cambio climático actual. Las proyecciones climáticas indican una intensificación de los eventos extremos de lluvia, que afectarán a los sistemas sociales, ecológicos y económicos. Uno de los mayores retos de la ciencia climática es comprender, modelar y predecir la variabilidad de las inundaciones derivadas de estas lluvias extremas. Las incertidumbres en las proyecciones de las precipitaciones futuras siguen siendo elevadas, especialmente en el Mediterráneo donde el clima se caracteriza por lluvias extremas y repentinas. El registro instrumental es demasiado corto para estimar correctamente los períodos de retorno. Así, el registro geológico es fundamental para conocer la variabilidad a largo plazo de los eventos naturales de inundaciones extremas. MODKARST es un proyecto MSCA-GF otorgado por la Unión Europea, para desarrollar una base de datos cuantitativa de inundaciones para el Mediterráneo occidental basada en espeleotemas. Este proyecto pretende inferir inundaciones pasadas de los últimos 18 ka registradas en estalagmitas de 5 cuevas del norte de España, combinando modelos hidráulicos y monitorización del nivel del agua. MODKARST ayudará a comprender mejor la relación entre la recurrencia de inundaciones y los cambios climáticos, así como también ayudará a predecir mejor la variabilidad de las inundaciones en el contexto del calentamiento global actual.

Palabras clave: Paleoinundaciones, Hidrología, cambio climático, espeleotemas.

Fecha de recepción: 16/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

events. Thus, understanding the natural patterns of extreme flooding in response to climate variability prior to the era of significant anthropogenic intervention in the climate system is required.

Paleoflood archives (Wilhelm *et al.*, 2019), based on sedimentary evidence from rivers and lakes, have been used to quantify flood discharge and frequency beyond the instrumental record. Although speleothems are cave deposits widely used as paleoenvironmental archives (e.g. Bartolomé *et al.*, 2015; Cisneros *et al.*, 2016) due to the possibility to date them accurately, they have rarely been exploited to reconstruct past floods (Denniston and Luetscher, 2017 and references therein), especially in the Western Mediterranean area, where only a few studies exist (e.g. González-Lemos *et al.*, 2015a, b; Gázquez, *et al.*, 2014; Bartolomé *et al.*, 2021; Cisneros *et al.*, 2023).

The five selected caves for this project form a transect from the Pyrenees; 1) Osotolo cave, (Bernal-Wormull *et al.*, 2021) Arantza, Navarra; 2) Güixas-Rebeco caves, Villanúa, Huesca (Giménez *et al.*, 2021; 3) B1 cave, Escuaín, Huesca) to the Iberian Range (Ojo de Valjunquera cave (Bartolomé *et al.*, 2021), 4) Ambel, Zaragoza) and 5) Ubriga cave (Bartolomé *et al.*, 2023), El Vallecillo, Teruel. (Fig. 1).

Trapping floods in speleothems

During a cave flood, sands and silts are transported through the cave system and a coating of this detritus is deposited on speleothem surfaces (Wilhelm *et al.*, 2019; Denniston and Luetscher, 2017, Cisneros *et al.*, 2023) (Fig. 2a, b, c.). After water recedes the carbonate deposition is re-initiated and detrital coatings are trapped inside the speleothem layering (Fig. 2b). This process is repeated for centuries or millennia along the growth axis providing a unique and continuous record of paleofloods in a particular region (Fig. 2d). Speleothems forming next to streams inside the cave can therefore record ordinary floods while speleothems hosted in areas located far from the river or in the upper levels will only record extraordinary floods.

Assigning the cave flood magnitude to meteorological events is not straightforward since it may respond to different factors such as land use, changes in the sediment supply, and other preconditioning factors (Denniston and Luetscher, 2017). For all these reasons,

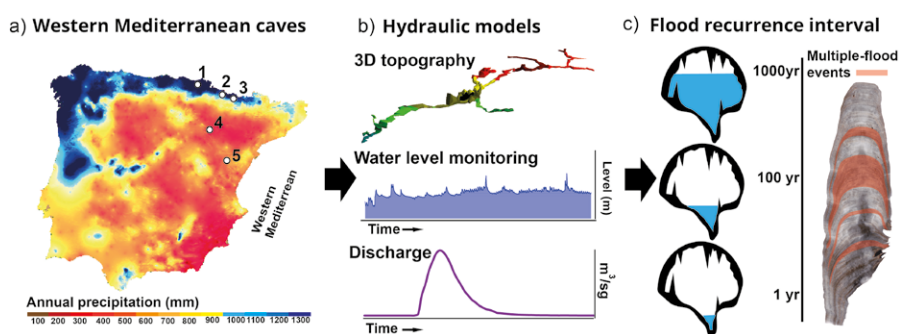


Fig. 1. a) Selected Western Mediterranean caves (Northern Iberia) (1, Ostolo (Navarra); 2, Las Güixas-Rebeco (Huesca); 3, B1 (Huesca); 4, Ojo de Valjunquera (Zaragoza); 5, La Ubriga (Teruel)). b) Examples of the required data (3D cave model, water level monitoring and discharge measurements) for hydraulic modelling. c) Example of flood recurrence interval inferred from detrital layers from speleothems. See the color figure in the web version.

Fig. 1.- Cuevas seleccionadas del Mediterráneo Occidental (Norte de Iberia) (1, Ostolo (Navarra); 2, Las Güixas-Rebeco (Huesca); 3, B1 (Huesca); 4, Ojo de Valjunquera (Zaragoza); 5, La Ubriga (Teruel)). b) Ejemplos de los datos requeridos (modelo de cueva 3D, monitoreo del nivel de agua y mediciones de caudal) para el modelado hidráulico. c) Ejemplo de intervalo de recurrencia de inundaciones inferido a partir de capas detríticas de espeleotemas. Ver la figura en color en la versión web.

cave hydraulic modelling (Jeannin, 2001, Jeannin *et al.*, 2021) ideally including the 3D structure of the conduit network as well as discharge measurements in the springs (e.g. salt gauging) and water-level monitoring must be carried out to quantify flood magnitude and timing. Moreover, speleothems allow discerning the links between periods with frequent flooding and the prevailing climate con-

ditions namely water availability and temperature changes (inferred from the analyses of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and trace elements).

Using speleothems for paleoflood reconstructions in combination with numerical modelling and water-level monitoring creates new opportunities for quantifying extreme past flood events in a large temporal and spatial window.

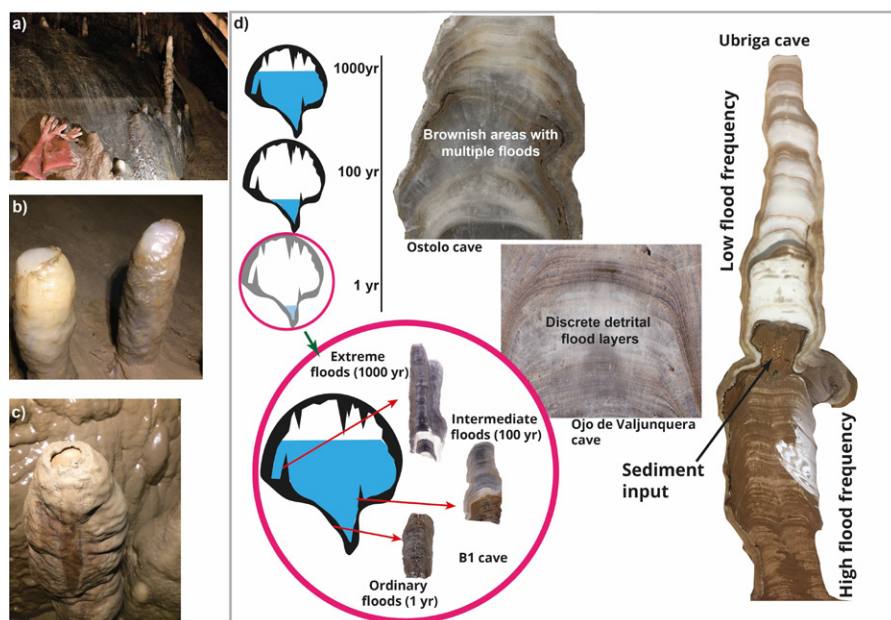


Fig. 2.- a) Inundation mark on a flowstone after a flood in one the most elevated areas in a cave. b) c) Two stalagmites with very active drips, in which the remobilised sand has been trapped during an extreme event, and a stalagmite with a thicker coat of sediment partially eroded by the impact of dripping water. d) Mechanism of flood-recording in speleothem and different types of detrital layers. See color figure in the web version

Fig. 3.- a) Marca de inundación en una colada tras una avenida en una de las zonas más elevadas de una cueva. b) y c) Dos estalagmitas con un goteo de agua muy activo que han remobilizado y atrapado la arena tras un evento extremo, y estalagmita con una capa más espesa de sedimentos parcialmente erosionados por el impacto del goteo de agua. d) Mecanismo de registro de inundaciones en espeleotemas y diferentes tipos de capas detríticas. Ver figura en color en la versión web.

Scientific objectives and methods

The aim of MODKARST is to assess the long-term (last 18 ka) flood variability in the western Mediterranean. Focusing on the magnitude and timing of past floods recorded in speleothems, we will use karst hydraulic models to quantify the recharge (and thus meteoric precipitation) in the cave's hydrological catchment area. The specific goals are: i) the implementation of the hydraulic models in caves based on the 3D-structure of the conduit network, discharge measurements, as well as calibration data from water-level monitoring to quantify the magnitude of past floods recorded in stalagmites; ii) identification, characterization (multi-proxy approach) and dating of flood layers in stalagmites from the northeastern Iberia using stalagmites at different positions in the galleries, and iii) to establish the relationship between long-term flood patterns and past climate variability at local, regional and sub-continental scales during the late glacial and the Holocene. Thus, MODKARST is a multi-disciplinary action that combines and integrates different scientific disciplines such as computer science, cave geomorphology, sedimentology, statistics, hydrology, and atmospheric science.

Modelling karst aquifer

Data of the spring discharge and the site-specific infiltration rates (rainfall, evapotranspiration, runoff, water retention capacity, and snowmelt) will allow quantifying the net aquifer recharge from meteorological data (Malard, *et al.*, 2016). This will be used to establish an empirical relationship between the aquifer recharge and the water flow in the active conduit system. A synthetic pipe-flow model will be constructed (Jeannin *et al.*, 2021) based on the 3D model of the cave conduits using the EPA Storm Water Management Model (SWMM), which is a dynamic rainfall-runoff model well-suited for flow simulations in karst aquifers. This model effectively solves the 1D Saint-Venant equation based on conservation of mass and momentum and respects the hydraulic principles of the Darcy-Weisbach formula. It implicitly assumes i) circular pipes of defined roughness and, ii) regular head losses following a quadratic function (Jeannin, 2001). Once fitted to modern conditions,

the hydraulic model will be used to simulate discharge at the main karst springs under different scenarios. This model will support quantification of the water discharge necessary to flood the speleothems at different positions in the galleries (Fig. 1).

Reconstruction of paleoflood series from stalagmite records

The stalagmites selected from caves (Fig. 1) were located at different elevations and/or similar position in the cave allowing the replication of flood layers among coeval samples. The speleothems present two sets of flood layers: i) discrete detrital layers and, ii) brownish areas characterized by multiple flood events (Fig. 2d). Both types are perfectly recognized macroscopically or under the binocular microscope. The detrital layers will be counted using a binocular microscope, confocal microscopy and high-resolution images allowing for color detection. The age-model will be based on novel algorithms designed for speleothems.

Paleoflood frequency patterns under variable climate conditions

One of the advantages using speleothems as paleoflood records is the concomitant opportunity to infer past climate conditions based on the analysis of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$). This will allow us to compare paleoflood frequencies under contrasting climate conditions at local/regional scale inferred from stable isotopes. Flood time-series will be presented as bimodal (flood-no flood) and/or running average, to obtain a homogeneous and comparable flood speleothem record.

Paleoclimate interpretation based on geochemical proxies and reconstructed flood frequency will be analysed and compared with other local to regional Mediterranean paleoflood (and climate) records (e.g. Flood Working Group -PAGES) to evaluate flood patterns at sub-continental scale.

Overview

The MODKARST action will develop new methods for quantitative flood reconstructions in karst systems and will produce a high-resolution regional flood database in the western Mediterranean realm based on speleothems. This project

hopes to generate a new quantitative paleoflood record based on speleothems. Its comparison with other European and WM paleoflood records (e.g. fluvial, lacustrine), will constitute a valuable set of paleohydrological data integrating spatial, temporal, and intensity information more comprehensively than a single record. We hope this action will be a benchmark for future research mostly focused on the timing and the magnitude of past flood events.

Author contribution

Original draft and figures: MB; Reviewing and editing: ML, HS, AM, GB.

Acknowledgement

We thank Reyes Giménez (IPE-CSIC), Guillermo Pérez-Villar (UNIZAR), Centro de Espeleología de Aragón (CEA), Juan Carlos Gordillo (Espeleo Club El Farallón), Jaume Mas, Xavier Fuertes (GEB), Alberto Gomollón (SECEM) for their help during the fieldwork in the caves. Miguel Bartolomé is supported by the HORIZON TMA MSCA Postdoctoral Fellowships - Global Fellowships 2022 MODKARST project (nº 101107943) funded by the European Union.

References

- Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Stoll, H.M., Cacho, I., Spötl, C., Belmonte, Á., Edwards, R.L., Cheng, H., Hellstrom, J.C., 2015. *PNAS* 112, 6568–6572. <https://doi.org/10.1073/pnas.1503990112>
- Bartolomé, M., Benito, G., Luetscher, M., Badules-Iglesias, J., Pérez-Villar, G., Edwards, R.L., Moreno, A., 2021. *Cuaternario y Geomorfología* 35 (3–4), 11–28. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89413>
- Bartolomé, M., Giménez, R., Pérez Villar, G., Gisbert, M., Costa, A., Valenzuela, B., Sagarra, P., Gordillo, J.C., León, V., Luetscher, M., Moreno, A., Benito, A. (2023). *La Cija de Teruel*, nº 18, 15–19pp. D.L: TE 144-2018
- Bernal-Wormull, J.L., Moreno, A., Pérez-Mejías, C., Bartolomé, M., Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Cacho, I., Spötl, C., Edwards, R.L., Cheng, H., 2021. *Geology* 49, 999–1003. <https://doi.org/10.1130/G48660.1>
- Blöschl, G., Kiss, A., Viglione, A., Barriendos, M., Böhm, O., Brázdil, R., Coeur, D., Demarée, G., Llasat, M.C., Macdonald,

- N., Retsö, D., Roald, L., Schmocker-Fackel, P., Amorim, I., Bělinová, M., Benito, G., Bertolin, C., Camuffo, D., Cornel, D., Doktor, R., Elleder, L., Enzi, S., Garcia, J.C., Glaser, R., Hall, J., Haslinger, K., Hofstätter, M., Komma, J., Limanówka, D., Lun, D., Panin, A., Parajka, J., Petrić, H., Rodrigo, F.S., Rohr, C., Schönbein, J., Schulte, L., Silva, L.P., Toonen, W.H.J., Valent, P., Waser, J., Wetter, O., 2020. *Nature* 583, 560–566.
<https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3>
- Cisneros, M., Cacho, I., Moreno, A., Stoll, H., Torner, J., Català, A., Edwards, R.L., Cheng, H., Fornós, J.J., 2021. *Quaternary Science Reviews* 269, 107137.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107137>
- Cisneros, M., Cacho, I., Frigola, J., Moreno, A., Stoll, H., Fornós, J.J., Sigró, J., Barriendos, M., 2023. *Quaternary Research* 1–13.
<https://doi.org/10.1017/qua.2023.52>
- Denniston, R.F., Luetscher, M., 2017. *Quaternary Science Reviews* 170, 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.006>
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Forti, P., Stoll, H., Ghaleb, B., Delgado-Huertas, A., 2014. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1345–1353.
<https://doi.org/10.1002/esp.3543>
- Giménez, R., Bartolomé, M., Gázquez, F., Iglesias, M., Moreno, A., 2021. *Frontiers in Earth Science* 9, 209.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.633698>
- González-Lemos, S., Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H.M., 2015a. *Geomorphology* 228, 87–100.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.029>
- González-Lemos, S., Müller, W., Pisonero, J., Cheng, H., Edwards, R.L., Stoll, H.M., 2015b. *Quaternary Science Reviews* 127, 129–140.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.002>
- Hall, J., Arheimer, B., Borga, M., Brázdil, R., Claps, P., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kriaučiūnienė, J., Kundzewicz, Z.W., Lang, M., Llasat, M.C., Macdonald, N., McIntyre, N., Mediero, L., Merz, B., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Neuhold, C., Parajka, J., Perdigão, R. a. P., Plavcová, L., Rogger, M., Salinas, J.L., Sauquet, E., Schär, C., Szolgay, J., Viglione, A., Blöschl, G., 2014. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 2735–2772.
<https://doi.org/10.5194/hess-18-2735-2014>
- IPCC, 2021: Climate Change 2021. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and USA. <https://doi.org/gsjt6f>
- Jeannin, P.-Y., 2001. *Water Resources Research* 37, 191–200.
<https://doi.org/10.1029/2000WR900257>
- Jeannin, P.-Y., Artigue, G., Butscher, C., Chang, Y., Charlier, J.-B., Duran, L., Gill, L., Hartmann, A., Johannet, A., Jourde, H., Kavousi, A., Liesch, T., Liu, Y., Lüthi, M., Malard, A., Mazzilli, N., Pardo-Igúzquiza, E., Thiéry, D., Reimann, T., Schuler, P., Wöhling, T., Wunsch, A., 2021. *Journal of Hydrology* 600, 126508.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126508>
- Kleinen, T., Petschel-Held, G., 2007. *Climatic Change* 81, 283–312.
<https://doi.org/10.1007/s10584-006-9159-6>
- Kundzewicz, Z.W., Krysanova, V., Dankers, R., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Hattermann, F.F., Huang, S., Milly, P.C.D., Stoffel, M., Driessen, P.P.J., Matczak, P., Quevauviller, P., Schellnhuber, H.-J., 2017. *Hydrological Sciences Journal* 62, 1–14.
<https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1241398>
- Malard, A., Sinreich, M., Jeannin, P.-Y., 2016. *Hydrological Processes* 30, 2153–2166.
<https://doi.org/10.1002/hyp.10765>
- Wilhelm, B., Cánovas, J.A.B., Macdonald, N., Toonen, W.H.J., Baker, V., Barriendos, M., Benito, G., Brauer, A., Corella, J.P., Denniston, R., Glaser, R., Ionita, M., Kahle, M., Liu, T., Luetscher, M., Macklin, M., Mudelsee, M., Munoz, S., Schulte, L., George, S.S., Stoffel, M., Wetter, O., 2019. *WIREs Water* 6, e1318.
<https://doi.org/10.1002/wat2.1318>

Criterios de rotura no lineales para la estabilidad de taludes en macizos rocosos con deslizamiento plano

Nonlinear failure criteria for the stability of slopes in rock masses with planar sliding

Roberto Úcar Navarro^{1*}, Luis Arlegui Crespo², Norly Belandria Rodríguez¹ y Rosibeth Toro Mora²

¹ Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

robertoucar@gmail.com, norlyb@gmail.com

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España.

arlegui@unizar.es, 774048@unizar.es

*Autor de correspondencia

ABSTRACT

Studies on the strength of rock masses have revealed that the envelope of the Mohr circles forms a flat curve, with the position of the tangent changing based on the stress range. This research aims to investigate the stability of rock masses using two nonlinear failure criteria: Úcar's criterion and Hoek-Brown's criterion. The analysis focuses on comparing and evaluating results in rock slopes, specifically considering planar failure, where the potential failure surface is solely due to sliding. Taking into account these aspects, the safety factor has been minimized, thereby identifying the critical inclination of the potential sliding plane. This analysis considers various factors, such as overburden, upper slope inclination, seismic effects, and interstitial pressures.

Key-words: nonlinear failure criteria, slope stability, plane failure, rock mass.

RESUMEN

Estudios y pruebas sobre la resistencia en macizos rocosos demuestran que la envolvente a los círculos de Mohr es una curva plana cuya tangente cambia de posición en función del intervalo de esfuerzos. En la presente investigación se estudia la estabilidad en macizos rocosos mediante los criterios de rotura no lineales de Úcar y de Hoek y Brown, y se analizan y comparan resultados en taludes de macizos rocosos considerando rotura plana cuya superficie potencial de rotura se genera únicamente por deslizamiento. En base a los aspectos señalados, se ha minimizado el factor de seguridad, y por ende la inclinación más crítica del plano potencial de deslizamiento, teniendo en cuenta la sobrecarga, la inclinación de la corona del talud, el efecto sísmico y las presiones intersticiales.

Palabras clave: Criterios no lineales, deslizamiento, rotura plana, macizo rocoso, estabilidad.

Geogaceta, 75 (2024), 99-102

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100833>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 7/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Como se sabe, al estudiar la estabilidad para el caso particular de la rotura plana, el bloque de roca se desliza sobre una superficie de fractura. Es la más simple de las formas de rotura, y se produce debido a la presencia de discontinuidades buzando en el mismo sentido que el talud.

Los cálculos obtenidos en este estudio consideran el bloque de roca como un cuerpo rígido, analizándose el sistema de fuerzas aplicando el concepto de equilibrio límite, conjuntamente con los criterios de rotura no lineales de Úcar y Hoek y Brown (Úcar, 2011, 2019, 2021; Hoek y Brown, 1980, 2019).

Por otro lado, en el análisis no se tiene en cuenta la grieta de tracción (Úcar et al, 2023) ni el efecto del vuelco, es decir, no hay momentos que generen rotación del bloque por cuanto se considera que todas las fuerzas pasan por el centro de gravedad de la masa potencial deslizante. En este sentido (Hoek y Bray, 1981) esti-

man que el error es pequeño al ignorar los momentos, sin embargo, juzgan conveniente que el análisis de estabilidad en taludes rocosos con fuertes pendientes y planos de discontinuidad con buzamiento elevados, se debe aplicar la condición de momentos.

De acuerdo con Ayala, (1987), la estabilidad se analiza simplificando el análisis mediante un campo de esfuerzos bidimensional y considerando una rebanada de ancho unitario delimitada por dos planos verticales perpendiculares al plano del talud.

El objetivo de este trabajo es determinar el plano potencial de deslizamiento para el caso particular de rotura plana en macizos rocosos y, por tanto, determinar el mínimo factor de seguridad.

Aspectos geométricos en la rotura plana

Consideremos una rebanada de anchura unitaria de un talud constituido

por un plano de inclinación β_t , junto con el plano de la corona de inclinación β_c y el perteneciente al pie del talud. Al intersectar los referidos planos por un plano vertical perpendicular a ellos, se obtienen los segmentos de rectas (Fig. 1), que a la vez se intersectan o cortan con una superficie de inclinación α_d que es el plano potencial de deslizamiento. En estas condiciones, es posible modelizar el caso bidimensional para la condición de rotura plana.

De acuerdo con la figura 1, la simbología utilizada en el desarrollo analítico bidimensional, junto con la geometría del talud es:

A (0,0) = origen de coordenadas en el pie del talud.

B (X_b , Y_b) = Punto ubicado en la parte superior de la cara del talud

$Y_b = H$ = Altura del talud

C (X_c , Y_c) = Punto de intersección entre el segmento de la recta del plano potencial de falla y la corona del talud.

derá a calcular el factor de seguridad (FS).

Resultados y Discusión

En relación a la determinación de FS, no hay en el cálculo de estabilidad una definición única. En general, se determina a través del cociente entre la resistencia al corte disponible τ_r y el esfuerzo de cizalla desestabilizador τ_a , que tiende a producir el deslizamiento (ecuación 6).

Por otro lado, a través de los procedimientos analíticos llevados a cabo en el presente estudio, ambos esfuerzos corresponden a valores promedios (ecuaciones 7, 8).

En este sentido, es usual admitir tácitamente FS constante a lo largo del plano potencial de rotura (Ayala, 1987), a sabiendas que varía en función de las coordenadas de cada punto de la superficie analizada. En base a lo mencionado, se tiene que:

$$FS = \frac{\tau_r}{\tau_a} \quad (6)$$

Adicionalmente, aplicando el criterio de rotura no lineal de Úcar, se obtiene el esfuerzo de cizalla resistente mediante la ecuación 7.

$$\left(\frac{\tau_r}{\sigma_c}\right) = \left(\frac{\sigma_n}{\sigma_c} - \xi_m\right) \cdot \tan\left(45 + \frac{\beta}{2}\right) - \frac{\left(\frac{k_2}{2}\right)^2 \cdot \tan\left(45 + \frac{\beta}{2}\right)^2}{\left[\tan^2\left(45 + \frac{\beta}{2}\right) - k_1\right]^2} \quad (7)$$

Utilizando la expresión analítica de Kumar (1998) al aplicar el criterio no lineal generalizado de rotura de Hoek y Brown (Hoek y Brown, 2019).

$$\frac{\tau_r}{\sigma_c} = \left(\frac{m \cdot a}{2}\right)^{\frac{a}{1-a}} \left(\frac{1 - \sin\phi_i}{\sin\phi_i}\right)^{\frac{a}{1-a}} \left(\frac{\cos\phi_i}{2}\right) \quad (8)$$

En estas condiciones, aplicando los criterios no lineales de rotura de Úcar y Hoek y Brown, se determina el ángulo de deslizamiento más crítico al minimizar el factor de seguridad. Todo esto se logra con la ayuda de los algoritmos matemáticos de la herramienta Solver en una hoja de cálculo; permitiendo a la vez comparar los resultados entre ambos criterios.

Determinación del Factor de seguridad: criterio de rotura de Úcar

En esta sección, es ventajoso determinar previamente la tensión normal efectiva (valor promedio) en forma normalizada respecto a σ_c (ecuación 9), debido a que se logra obtener una visión más clara de las magnitudes de las tensiones en términos de σ_c . Por lo tanto, resulta:

$$\left(\frac{\sigma'_{np}}{\sigma_c}\right) = \left(\frac{N}{\sigma_c \cdot AC}\right) = \frac{W_T \cdot k \cdot \cos(\alpha_d + \varepsilon) - U}{\sigma_c \cdot AC} \quad (9)$$

En base a lo previamente indicado en la ecuación 6, es posible determinar el factor de seguridad relacionando la ecuación 7 y la ecuación 9, mediante el cociente:

$$FS = \frac{\left(\frac{\sigma_n}{\sigma_c} - \xi_m\right) \cdot \tan\left(45 + \frac{\beta}{2}\right) - \frac{\left(\frac{k_2}{2}\right)^2 \cdot \tan\left(45 + \frac{\beta}{2}\right)^2}{\left[\tan^2\left(45 + \frac{\beta}{2}\right) - k_1\right]^2}}{\left(\frac{1}{\sigma_c}\right) \cdot \left(\frac{1}{AC}\right) (W_T \cdot k \cdot \sin(\alpha_d + \varepsilon))} \quad (10)$$

En este punto, es importante resaltar que mediante la aplicación de los métodos numéricos del programa Solver (disponible como complemento en las principales hojas de cálculo), se logra determinar el mínimo factor de seguridad en forma rápida, teniendo como variables α_d y $\beta = \phi_i$ (ángulo de fricción interna instantáneo). Todo esto sin necesidad del laborioso proceso analítico manual para minimizar el factor de seguridad.

Por otra parte, a través del algoritmo empleado por Solver, existe la posibilidad de que finalice el proceso en un óptimo local, el cual no corresponda al óptimo global del problema.

En definitiva, no se conoce si la solución obtenida es un óptimo global, por lo tanto, en general se pretende aplicar el proceso desde diferentes puntos para determinar si el problema tiende a la solución óptima. En resumen, esta metodología ayuda a obtener un determinado óptimo global.

Esto se logra con el método GRG (Gradiente Reducido Generalizado), a través de Solver en una hoja de cálculo, el cual tiene una casilla con la opción denominada Inicio Múltiple (Multistart) que permite seleccionar diferentes puntos de inicio, generando distintas soluciones óptimas locales. En estas condiciones, se selecciona la mejor como solución global óptima propuesta. Esto se logra, al observar que los valores finales son muy

semejantes. Por supuesto esta metodología incrementa la oportunidad de lograr la solución óptima global.

Determinación del Factor de seguridad: criterio de rotura de Hoek - Brown

Siguiendo el mismo proceso indicado y teniendo en cuenta la ecuación 6 y la resistencia a la corte indicada a través de las ecuaciones 5 y 8, el factor de seguridad FS aplicando dicho criterio, es expresado a través de la ecuación 11:

$$FS = \frac{\left\{\left(\frac{ma}{2}\right)^{\frac{a}{1-a}} \left(\frac{1 - \sin\phi_i}{\sin\phi_i}\right)^{\frac{a}{1-a}} \left(\frac{\cos\phi_i}{2}\right)\right\}}{\left(\frac{1}{\sigma_c}\right) \cdot \left(\frac{1}{AC}\right) (W_T \cdot k \cdot \sin(\alpha_d + \varepsilon))} \quad (11)$$

Ejemplo de Aplicación

A continuación, se lleva a cabo un ejemplo comparativo utilizando ambos criterios de rotura no lineales. Estos se examinan y analizan aplicando una hoja de cálculo y el complemento Solver. Las características de la geometría del talud en estudio son: altura del talud, 50 m. Ángulo de inclinación de la cara del talud, 76°. Inclinación de la corona del talud, 10°. Peso unitario seco y saturado, 25 y 26 kN/m³. Coeficientes sísmicos vertical y horizontal, 0,2 y 0,1. Sobrecarga 400 kPa. Altura del nivel freático, 20 m. Calidad del macizo, RMR = 4. Resistencia a la compresión simple de la roca, 48 MPa. Resistencia a la tracción de la roca, -4 MPa.

El factor de seguridad se minimiza utilizando como algoritmo el GRG, con sus respectivas restricciones en Solver, y el procedimiento de búsqueda se efectúa con la opción de Inicio Múltiple (Multistart) activada.

Los resultados obtenidos se muestran en la siguiente tabla I:

Criterio de rotura	FS	α_d
Úcar	1,69	58°
Hoek y Brown	1,97	54°

Tabla I.- Resultados del Factor de Seguridad (FS) y de la inclinación del plano de deslizamiento (α_d), comparando los dos criterios de rotura.

Table I.- Results of the Safety Factor (FS) and the inclination of the slip plane α_d , comparing the two failure criteria.

Conclusiones

A través de la metodología desarrollada en este estudio sobre estabilidad de taludes, se logra determinar el plano potencial de deslizamiento en macizos rocosos, y por tanto, el mínimo factor de seguridad considerando el caso particular de rotura plana.

Una de las ventajas del método propuesto, es que contando con la clasificación geomecánica y conociendo la resistencia a tracción y compresión uniaxial de la roca intacta, se obtienen los parámetros que gobiernan la resistencia del macizo investigado. Todo esto, mediante la aplicación de criterios de rotura no lineales que permiten obtener con mayor precisión la resistencia de la roca, dado que está demostrado que la curva de resistencia intrínseca no es lineal. Adicionalmente, otro aspecto importante a mencionar es que la metodología no incluye una posible grieta de tracción, tal y como sí se hace en la propuesta por Úcar et al (2023); en el presente trabajo solo se considera el caso de rotura plana lo que permite la obtención de la distancia crítica, entre el punto, en el cual la línea más desfavorable interseca la corona o cresta del talud y el borde superior de la superficie exterior in-

clinada o vertical. En el caso de estructuras próximas al borde del talud, esta distancia ayuda a delimitar una zona de seguridad más realista y efectiva que garantice la seguridad del talud y de obras circundantes.

Contribución de los autores

R.U. y L.A. son los responsables del desarrollo matemático y N.B y R.T del desarrollo del modelo; todos los autores contribuyeron a la redacción, edición, figuras, revisión del manuscrito, análisis, coordinación, y supervisión.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución de Grupo de Investigación Geotransfer (E32_23R), financiado por el Gobierno de Aragón y el Grupo de Investigación en Geología Aplicada (GIGA), Universidad de Los Andes, Venezuela.

Referencias

Ayala, F. (1987). *Manual de ingeniería de taludes Numero 3. Instituto Geológico y Minero de España*. Posse, F.J.A. 9788478406265:456.

Hoek, E y Bray, J.W. (1981). *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, Revised Third Edition, London, 358 p.

Hoek E, Brown E (1980). Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE 106.

<https://doi.org/10.1061/AJGEB6.0001029>

Hoek, E., Brown, E. (2019). Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering 11.

<https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2018.08.001>

Kumar, P. (1998). Tunnelling and Underground Space Technology, 13(4): 453-458 pp.

Úcar, R. (2011). ProcPanAm CGS GeotechConf, Toronto, Canadá 3: 2694-2700pp

Úcar, R. (2019). *La resistencia al corte en macizos rocosos y en el hormigón. Una metodología reciente de cálculo*. Madrid, 419, Amazon.

Úcar, R. (2021). Geotech. Geol. Eng., 39,3795-3813.

<https://doi.org/10.1007/s10706-021-01728-9>

Úcar, R., Belandria, N., Corredor, A., y Arlegui, L. (2023). Geotech. Geol. Eng.

<https://doi.org/10.1007/s10706-023-02629-9>

Wyllie, D.C., Mah, C. (2004) *Rock slope engineering*. CRC Press.

Edad del magmatismo cisuraliense en el Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel)

Age of the Cisuralian magmatism in the Montalbán Anticline (Iberian Chain, Teruel)

Urbez Majarena^{1*}, José Julián Esteban², Carlos Galé¹, Marceliano Lago¹ y Andrés Gil¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza (UNIZAR), C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España.

urbezmajarena@hotmail.com, carlos.gale@gmail.com, marceliano64@gmail.com, agil@unizar.es

² Departamento de Geología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU), apartado 644, 48080 Bilbao, España. jj.esteban@ehu.eus

*Corresponding author

ABSTRACT

In this work, we present the first three radiometric ages (U-Pb in zircon) of the subvolcanic intrusions from the Montalbán Anticline (Iberian Range). The results reveal the ages of these intrusions as follows: 292 ± 2 Ma for an andesitic dike in Segura de Baños, 291 ± 8 Ma for an andesitic sill in Hoz de la Vieja and 293 ± 3 Ma for a dacitic sill in Montalbán (Teruel). The data indicate that the magmatism of the Montalbán anticline was active between 293 and 291 Ma (Sakmariense). The obtained U-Pb ages allow us to associate the subvolcanic intrusions from the Montalbán Anticline with the calc-alkaline magmatism of predominantly intermediate composition, which occurred during the early Cisuralian along the entire SW of the European Variscan Orogen.

Key-words: Sakmariense, U-Pb, Zircon, Iberian Chain, Montalbán Anticline.

RESUMEN

En este trabajo se presentan las tres primeras dataciones radiométricas (U-Pb en circón) de las intrusiones subvolcánicas del Anticlinal de Montalbán (Cordillera Ibérica). Los resultados obtenidos indican una edad de 292 ± 2 Ma para un dique andesítico en Segura de Baños, 291 ± 8 Ma para un sill andesítico en Hoz de la Vieja y 293 ± 3 Ma para un sill dacítico en Montalbán (Teruel). Estos resultados evidencian que el magmatismo del anticlinal de Montalbán estuvo activo entre los 293 y 291 Ma (Sakmariense). Las dataciones realizadas permiten integrar las intrusiones estudiadas en el magmatismo calco-alcalino de composición predominantemente intermedia que se produjo durante el inicio del Cisuraliense a lo largo de todo el SO del Orógeno Varisco Europeo.

Palabras clave: Sakmariense, U-Pb, Circón, Cordillera Ibérica, Anticlinal de Montalbán.

Geogaceta, 75 (2024), 103-106

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100897>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción y objetivos

En el Anticlinal de Montalbán (SE, Cordillera Ibérica) se encuentran en torno a unas 300 intrusiones subvolcánicas de afinidad calco-alcalina y amplio rango composicional, que varía desde andesitas basálticas a riolitas, con predominio de términos intermedios (Torres *et al.*, 1991). Las relaciones de corte indican una edad situada entre finales del Carbonífero y el Pérmico para su intrusión. Sin embargo, nunca han sido datadas de forma radiométrica y su edad resulta imprecisa.

La composición en elementos traza y edad relativa de estas intrusiones las permite relacionar con el resto de rocas ígneas calco-alcalinas y tardi-variscas que afloran en las principales unidades paleozoicas de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004). No obstante, se desconoce si este magmatismo ocurrió de forma simultánea a lo largo de dicha cordillera o hubo en él alguna evolución temporal.

Las incertidumbres sobre su edad dificultan identificar las causas de su génesis y su posición dentro del contexto tectono-magmático tardivarisco del SO de Europa.

En este sentido, los objetivos de este trabajo son: 1) datar el magmatismo del Anticlinal de Montalbán mediante análisis isotópico U-Pb en circón usando un LA-ICP-MS, 2) determinar la relación temporal de este magmatismo con el observado en el resto de la Cordillera Ibérica y 3) correlacionar y contextualizar geodinámicamente las intrusiones de Montalbán dentro de la evolución tectono-magmática y tardi-varisca del SO de Europa.

Situación y contexto geológico

El Anticlinal de Montalbán se encuentra situado en la Unidad de Herrera de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, prolongación de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico (Fig. 1). Este an-

ticlinal, desarrollado durante el Orógeno Alpino y de dirección NO-SE, aflora en una banda de unos 31 km de longitud y 5 km de anchura presentando una morfología cartográfica ahusada (Fig. 1). Los materiales paleozoicos que conforman su núcleo corresponden predominantemente a pizarras con intercalaciones cuarcíticas de edad carbonífera, exceptuando en el sector N, donde aparecen de forma aislada pizarras y cuarcitas devónicas. Por encima, se sitúan en discordancia angular las facies Buntsandstein del Triásico Inferior que dan paso al resto de la serie mesozoica suprayacente.

Los materiales subvolcánicos analizados en este trabajo intruyen el núcleo paleozoico del Anticlinal de Montalbán. La potencia de las intrusiones se encuentra entre 10 y 60 m y su extensión lateral no sobrepasa los 600 m. Localmente, en su extremo septentrional es posible localizar varias intrusiones riolíticas de mayor envergadura que llegan a alcanzar hasta 1 km de longitud y 400 m de anchura.

Descripción de los afloramientos y muestras empleadas

En este trabajo se han estudiado tres intrusiones representativas del magmatismo aflorante en el anticlinal de Montalbán. La muestra BAÑOZ se sitúa 2,7 km al NW de la localidad de Segura de Baños (674238, 4536282; 30T) y corresponde a un dique andesítico de unos 10 m de espesor y 100 m de longitud. La muestra HOZZ pertenece a un sill andesítico ubicado 1,5 km al SE de la localidad de Hoz de la Vieja (682387, 4531243; 30T) que presenta un espesor variable entre 0,3 y 1,5 m, una longitud de 100 m, y atraviesa un pliegue varisco anguloso y apretado. Finalmente, la muestra MONZ corresponde a un sill dacítico de 1 m de espesor y longitud cercana a 15 m que se sitúa 2 km al N de Montalbán (685218, 4524494; 30T).

Las tres muestras presentan una textura porfídica formada por aproximadamente un 30% de fenocristales, de hasta 5 mm, inmersos en una matriz microcristalina. Las dos muestras andesíticas contienen fenocristales de plagioclasa (13% del volumen total de roca), biotita (9%), anfíbol (6%) y cuarzo (2%) y su matriz está formada por plagioclasa (30%), cuarzo (20%), biotita (10%) y minerales opacos (10%). Los fenocristales (exceptuando el cuarzo) se suelen encontrar parcial o totalmente reemplazados y pseudomorfizados por minerales secundarios, especialmente en la muestra HOZZ. Por su parte, el sill dacítico está formado por fenocristales de plagioclasa (9% del volumen total de roca), cuarzo (8%) y biotita (3%) de hasta 2 mm. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran frecuentemente reemplazados por carbonatos. Su matriz es microcristalina, está formada por cuarzo (45%), plagioclasa (25%) y minerales opacos (10%) y afectada por un proceso significativo de recrystalización de cuarzo.

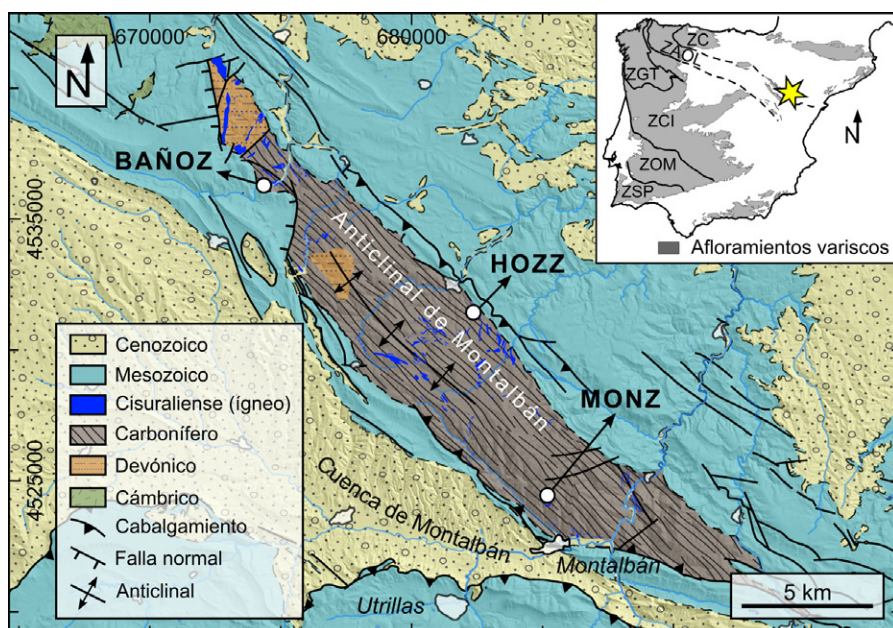


Fig. 1.- Mapa geológico del sector del anticlinal de Montalbán y localización de las muestras (BAÑOZ, HOZZ y MONZ) datadas en este trabajo. ZAOL: Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC: Zona Cantábrica; ZCI: Zona Centro Ibérica; ZGT: Zona de Galicia-Tras-os-Montes; ZOM: Zona de Osa Morena; ZSP: Zona Sudportuguesa. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map of the Montalbán Anticline area and location of the three samples dated in this work (BAÑOZ, HOZZ y MONZ). ZAOL: West Asturian-Leonese Zone; ZC: Cantabrian Zone; ZCI: Central Iberian Zone; ZGT: Galicia – Trás-os-Montes Zone; ZOM: Ossa-Morena Zone; ZSP: South Portuguese Zone. See color figure in the web.

gioclasa se encuentran frecuentemente reemplazados por carbonatos. Su matriz es microcristalina, está formada por cuarzo (45%), plagioclasa (25%) y minerales opacos (10%) y afectada por un proceso significativo de recrystalización de cuarzo.

Metodología

Los cristales de circón utilizados para las dataciones se han separado mediante técnicas convencionales (triturado, tamizado por debajo de 125 µm, inmersión en líquidos densos, separación magnética y extracción manual a partir del concentrado final) y montado en una probeta de resina epoxy. La estructura interna de los cristales de circón (Fig. 2) fue determinada mediante imágenes de electrones retrodispersados (BSE).

Los análisis isotópicos y elementales de U, Th y Pb se llevaron a cabo mediante LA-ICP-MS en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica (SGIker) de la

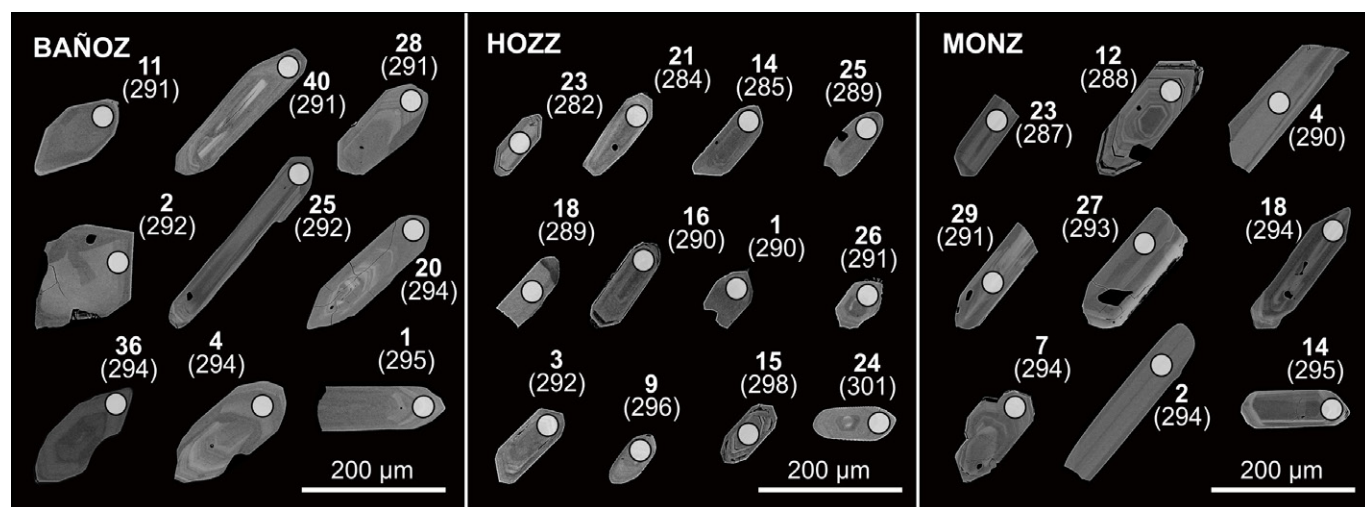


Fig. 2.- Imágenes de electrones retrodispersados de algunos de los circones más representativos de cada muestra. Las etiquetas indican el número de análisis (en negrita) y su edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre paréntesis.

Fig. 2.- Backscattered electron images of some of the most representative zircons of each sample. Labels indicate the spot number (bold) and the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age.

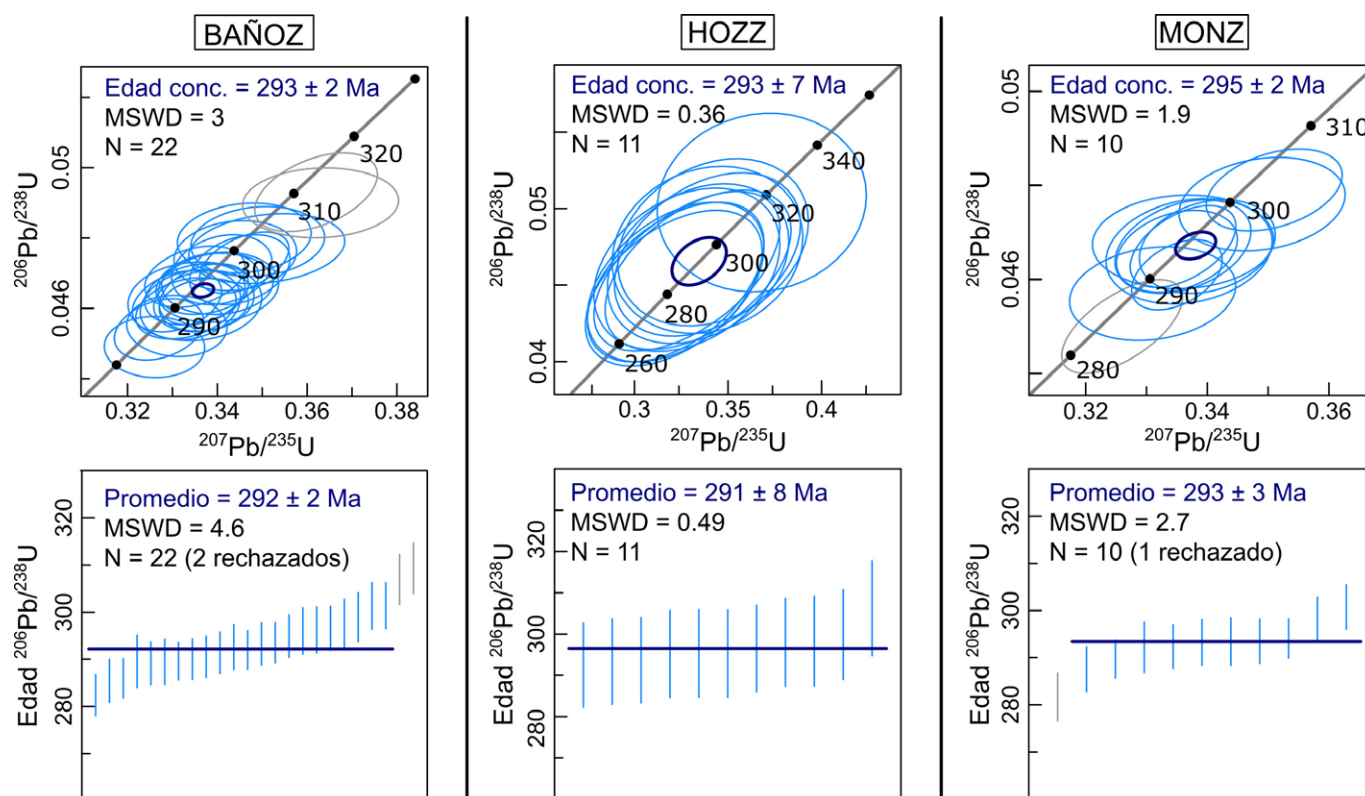


Fig. 3.- Edad concordia y promedio de los circones analizados en cada muestra. El cálculo de las edades promedio de las muestras, ha sido realizado con las edades de los circones obtenidas tras corregir el efecto del Pb común, utilizando para ello un valor de Pb común ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de $0,83 \pm 0,1$ que corresponde a la media actual terrestre (Stacey y Kramers, 1975).

Fig. 3.- Concordia and weighted average age plots of analysed zircons of each sample. The average ages have been obtained after correcting the effect of common Pb, using a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ value of 0.83 ± 0.1 that corresponds to the current Earth average (Stacey and Kramers, 1975).

Universidad del País Vasco. Las condiciones analíticas y la metodología para la reducción de datos se detallan en Majarena *et al.* (2023).

Los análisis se realizaron preferentemente en las zonas más externas de los circones con el objetivo de datar el último evento de cristalización. En el cálculo de las edades de cada muestra se emplearon únicamente aquellos análisis con un porcentaje de concordancia de 99-101%.

Los análisis seleccionados se han representado en diagramas Wetherill y el cálculo de las edades concordia se realizó con IsoplotR (Vermeesch, 2018). Posteriormente, y dado que no ha sido posible proporcionar los valores de ^{204}Pb , se llevó a cabo el cálculo de la edad 207-correctada (207-corrected age) de cada análisis con el objetivo de substrair el efecto del Pb común. Para ello se asumió un valor de Pb común ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de $0,83 \pm 0,1$ que corresponde a la media actual terrestre (Stacey y Kramers, 1975). Finalmente se procedió al cálculo de la edad promedio de estos datos en cada muestra. Las edades 207-correctadas y las edades promedio fueron calculadas usando el programa Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig, 2003). El valor de MSWD es expresado

a lo largo de todo el artículo como concordancia más equivalencia siguiendo la recomendación de Ludwig (1998). Las edades de los análisis individuales referidas a lo largo de todo el texto de este trabajo corresponden a la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Resultados geocronológicos

Los circones de las tres muestras analizadas presentan principalmente un zonado oscilatorio que en ocasiones rodea a núcleos homogéneos (Fig. 2). En la muestra BAÑOZ se han obtenido 25 análisis en zonados oscilatorios con un porcentaje de concordancia de 99-101%. De estos 25 análisis, 22 muestran edades de entre 302 y 283 Ma, y relaciones Th/U de 0,13-0,92, propias de circones ígneos (Hoskin y Schaltegger, 2003). Estos circones definen una edad concordia de 293 ± 2 Ma (MSWD = 3; Fig. 3) y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 292 ± 2 Ma (MSWD = 4.6; Fig. 3).

En la muestra HOZZ son 11 análisis los que presentan una concordancia de 99-101%. Estos análisis arrojan edades de 317 a 282 Ma y relaciones Th/U entre 0,16-0,53. En conjunto, los 11 análisis presentan una edad concordia de $293 \pm$

7 Ma (MSWD = 0.36; Fig. 3), y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 291 ± 8 (MSWD = 0.49; Fig. 3).

Por último, en la muestra MONZ, se han obtenido 12 análisis con una concordancia del 99-101%. Sin embargo, y debido a que uno de esos análisis presenta un bajo valor de la relación Th/U (0,09, común en circones de origen metamórfico (Hoskin y Schaltegger, 2003)), ha sido descartado. De los 11 análisis restantes, 10 presentan edades de 302-289 Ma, relaciones Th/U de 0,13-0,75, una edad concordia de 295 ± 2 Ma (MSWD = 1.9; Fig. 3) y una edad promedio de las edades 207-correctadas de 293 ± 3 (MSWD = 2.7; Fig. 3).

Discusión

Las edades concordia y promedio obtenidas en cada una de las tres muestras resultan muy similares entre sí. Dado que las edades promedio de las edades 207-correctadas tienen en cuenta el posible efecto del Pb común, consideramos que éstas muestran la mejor estimación de la edad de cristalización de las intrusiones a las que corresponden: 292 ± 2 Ma para el dique andesítico de Segura de Baños (BAÑOZ), 291 ± 8 Ma para el sill andesítico de Hoz de

la Vieja (HOZZ) y 293 ± 3 Ma en el caso del sill dacítico de Montalbán (MONZ).

La gran homogeneidad de los resultados obtenidos (293-291 Ma, Sakmariense) así como la representatividad de las muestras, tanto en modo de emplazamiento (dos sills y un dique) como en composición (dos intrusiones andesíticas y una dacítica), sugieren que el rango temporal obtenido en estas tres intrusiones puede ser extensible al resto de manifestaciones ígneas del Anticlinal de Montalbán.

Los valores de la relación Th/U de los análisis empleados en el cálculo de las edades de las tres muestras son similares entre sí y se sitúan entre 0,13 y 0,92. Estos valores son consistentes con la cristalización de los circones en un magma de composición félsica (Kirland *et al.* 2015 y referencias que contiene).

Los resultados radiométricos de este trabajo resultan equiparables a las dos dataciones realizadas previamente en el resto de la Unidad de Herrera. Perini y Timmerman (2008) obtuvieron una edad de 289 ± 1 Ma en un gabro por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotita, y Conte *et al.* (1987) dataron tres bombas volcánicas por el método K-Ar en biotita obteniendo una edad de 283 ± 3 en dos de ellas y 292 ± 3 Ma en la tercera. Estos dos afloramientos se encuentran situados a tan solo 15 y 24 km respectivamente desde el extremo NO del Anticlinal de Montalbán.

En el resto de la Cordillera Ibérica las dataciones realizadas recientemente por el mismo método que en este trabajo indican unos resultados similares. En la Unidad de Badules, Majarena *et al.*, (2017) obtienen una edad de 285 ± 2 para la intrusión dacítica subvolcánica de Cerro Redondo. En la Rama Castellana estos mismos autores (Majarena *et al.*, 2018) datan en 294-293 Ma el similar magmatismo observado en la Sierra de Albarracín y en 290 ± 3 Ma el sill andesítico de Atienza (Majarena *et al.*, 2023).

Las dataciones realizadas en este trabajo permiten integrar las intrusiones del Anticlinal de Montalbán en el magmatismo calco-alcalino Asseliense-Artinskiense del SO del Orógeno Varisco europeo, el cual aflora actualmente en los principales macizos paleozoicos del SO de Europa (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2014; Gaggero *et al.*, 2017). Dicho magmatismo se produjo bajo un contexto tectónico direccional (primero transpresivo y después transtensivo) como consecuencia del adelgazamiento litosférico y ascenso astenosférico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011). Esta

etapa tectono-magmática se encuadra en la transición entre el final de la Orogenia Varisca y el inicio de la separación de Pan-gaea (López-Gómez *et al.*, 2019).

Conclusiones

Las tres muestras analizadas son representativas del magmatismo de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica), tanto por su modo de emplazamiento (dos sills y un dique) como por su litología (dos intrusiones andesíticas y una dacítica). Las edades obtenidas son de 292 ± 2 Ma para el dique andesítico de Segura de Baños, 291 ± 8 Ma para el sill andesítico de Hoz de la Vieja y 293 ± 3 Ma para el sill dacítico de Montalbán. Estos resultados, coherentes entre sí, indican que el magmatismo del Anticlinal de Montalbán se encontró activo entre los 293 y 291 Ma (Sakmariense). Los resultados de este trabajo permiten integrar este magmatismo con el que se desarrolló con similar composición a lo largo de todo el SO del Orógeno Varisco europeo en relación con el adelgazamiento litosférico y ascenso astenosférico producido durante el inicio del colapso del Orógeno Varisco.

Contribución de los autores

U. Majarena: Adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis, coordinación. J.J. Esteban: adquisición de datos, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. C. Galé: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. M. Lago: Adquisición de datos, revisión del manuscrito, supervisión. A. Gil: revisión del manuscrito, supervisión.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2019-108753GB-C22 (MCIN/AEI/10.13039/501100011033 y Aragón ERDF 2014-20 OP); el grupo de investigación Geotransfer-IUCA, E32_17R (Gobierno de Aragón y FEDER-Aragón 2014-2020) y un contrato predoctoral (Programa operativo FSE Aragón 2014-2020; Gobierno de Aragón. Beneficiario: Urbez Majarena). Los autores agradecen su ayuda al laboratorio SGiker de la Universidad del País Vasco y a los Servicios de Apoyo a la Investigación (SAIs) de la Universidad de Zaragoza. Este trabajo ha sido mejorado gracias a la contribución de David Orejana (UCM) y otro revisor anónimo.

Referencias

- Conte, J.C., Gascón, F., Lago San José, M. y Carls, P. (1987). *Boletín Geológico y Minero*, 98(4), 460-470.
- Gaggero, L., Gretter, N., Langone, A. y Ronchi, A. (2017). *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1263-1284. <https://doi.org/gcg28v>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Piedad-Franco, M. y Gonzalo, J.C. (2011). *Tectonics*, 30(5). <https://doi.org/d26xqx>
- Hoskin, P. W. O. y Schaltegger, U. (2003). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1), 27-62 <https://doi.org/c8cvmj>
- Lago, M., Arranz E., Pocoví A., Galé C. y Gil-Imaz, A. (2004). *Geological Society of London, Special Publications*, 223(1), 465-490. <https://doi.org/b2dn89>
- López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Barrenechea, J.F., Borrueal-Abadía, V., ... y Viseras, C. (2019). En: *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (C. Quesada, y J.T. Oliveira, eds). Springer, Cham, 29-112. <https://doi.org/khzz>
- Ludwig K.R. (1998). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), 665-676. <https://doi.org/d46xjg>
- Ludwig, K.R. (2003). *User's manual for Isoplot 3.0 a Geochronological toolkit for Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4 (71 pp.).
- Majarena, U., Lago, M., Galé, C., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S., y Gil-Imaz, A. (2017). *Geogaceta*, 61, 111-114.
- Majarena, U., Galé, C., Lago, M., Esteban, J.J., García de Madinabeitia, S. y Imaz, A. G. (2018). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses*, 95(1), 7-19.
- Majarena, U., Galé, C., Esteban, J.J., Lago, M. y Gil-Imaz, A. (2023). *Journal of Iberian Geology*, 49(1), 47-69. <https://doi.org/khzz>
- Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J. y Rodríguez, C. (2014). *Gondwana Research*, 25(1), 290-308. <https://doi.org/f5kgbf>
- Perini, G. y Timmerman, M. J. (2008). *Geologica Acta*, 6(4), 335-344. <https://doi.org/khz2>
- Stacey, J.T. y Kramers, J.D. (1975). *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. <https://doi.org/frpd2n>
- Torres, J.A., Lago, M., Pocoví, A., y Carls, P. (1991). *Teruel: Revista del Instituto de Estudios Turolenses* 82(1), 7-38.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/gd62tz>

Efectos geológicos del terremoto de Used de 1953 (Zaragoza, Cordillera Ibérica)

Geological effects of the 1953 Used earthquake (Zaragoza, Iberian Chain, Spain)

José L. Simón^{1*}, Alba Peiro² y Guillermo Simón-Porcar³

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra, grupo Geotransfer-IUCA, Univ. Zaragoza, Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

² Fundación IBERCIVIS, Edificio I+D-Campus Río Ebro, Univ. Zaragoza, C/ Mariano Esquillor s/n, 50018 Zaragoza. apeiro@ibercivis.es

³ C/ Antares, 21. 50012 Zaragoza. g.simon_12@hotmail.com

* Corresponding author

ABSTRACT

The 1953 Used earthquake, of magnitude 4.7 (based on the duration) and intensity VII (EMS-98 scale), was the last destructive seism in the Aragón region, Spain. Its epicentre was located at the Santa Cruz range, while the focal depth is constrained between 7 and 15 km. The extensional Daroca fault was probably the seismic source. The earthquake was strongly felt in Used, where it caused serious damage to many buildings, and in numerous villages of the Daroca-Calatayud area. Two geological-environmental effects have been evidenced from direct personal testimonies, press reports and field observations: a landslide that cut the N-234 road between Velilla de Jiloca and Maluenda, south of Calatayud, and the fall of large rock blocks in Barranco del Montecillo, south of Aldehuela de Liestos.

Key-words: Daroca fault, intraplate seismicity, historic seismicity, landslide, rock fall.

RESUMEN

El terremoto de Used de 1953, de magnitud 4.7 (basada en la duración) e intensidad VII (escala EMS-98), fue el último sismo destructivo registrado en Aragón. Su epicentro se localizó en la Sierra de Santa Cruz, y la profundidad del foco se situó entre 7 y 15 km. La falla extensional de Daroca fue probablemente la fuente sísmica. El terremoto se sintió fuertemente en Used, donde causó severos daños en muchas edificaciones, y en numerosas poblaciones de la zona de Daroca-Calatayud. A partir de testimonios personales directos, noticias de prensa y observaciones de campo, se han evidenciado dos efectos geológico-ambientales: un deslizamiento que cortó la carretera N-234 entre Velilla de Jiloca y Maluenda, al sur de Calatayud, y la caída de grandes bloques en el Barranco del Montecillo, al sur de Aldehuela de Liestos.

Palabras clave: falla de Daroca, sismicidad intraplaca, sismicidad histórica, deslizamiento, caída de rocas.

Geogaceta, 75 (2024), 107-110

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100853>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 7/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

En 1953 se produjo el último terremoto destructivo registrado en Aragón. Se sintió de forma intensa en toda la Cordillera Ibérica zaragozana y causó daños considerables en Used, la localidad más cercana al epicentro. La información instrumental, los datos macrosísmicos de la época y los testimonios de personas que lo vivieron han permitido reconstruir sus características y consecuencias (Simón *et al.*, 2021, 2022), así como sus efectos geológico-ambientales.

Los daños en personas, enseres domésticos y construcciones son los únicos utilizados para atribuir una intensidad sísmica en la escala de Mercalli y en la actual Escala Macrosísmica Europea (EMS-98). Ambas excluyen los efectos ambientales y sobre el patrimonio histórico-artístico y arqueológico, lo que impide valorar muchos terremotos antiguos. Esta limitación ha tratado

de resolverse mediante la Escala de Intensidad Macrosísmica de Efectos Ambientales (ESI-07; Michetti *et al.*, 2007), aplicable a sismos anteriores al registro documental, sin importar las condiciones demográficas y urbanísticas de la zona afectada. La adaptación de la ESI-07 a nuestro país ha permitido elaborar el *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España* (Silva y Rodríquez Pascua, 2019).

Los objetivos de este trabajo son valorar los datos existentes sobre el terremoto de Used, interpretar su fuente y caracterizar sus efectos geológicos y ambientales, con el propósito de incluirlo en el mencionado catálogo.

Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se encuentra en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1A), e incluye tres unidades geográfico-geológicas de

dirección NO-SE: la cuenca neógena de Calatayud, la Sierra de Santa Cruz (formada por materiales paleozoicos) y la depresión de Gallocanta (Fig. 1B,C). Excepto esta última, el resto de la zona está drenada por los ríos Grío, Jiloca y Piedra, afluentes del Jalón. Administrativamente pertenece a las comarcas zaragozanas de Campo de Daroca y Comunidad de Calatayud.

Las unidades de relieve mencionadas están separadas por fallas extensionales de traza NO-SE a NNO-SSE, activadas durante el Plioceno superior y Cuaternario bajo una extensión ENE-OSO, en el contexto del *rifting* del margen oriental de la Península (Simón *et al.*, 2012). Las fallas principales se agrupan en tres grandes alineaciones: Río Grío-Lanzuela, Daroca-Calamocha y Munébrega-Gallocanta (Fig. 1B,C). Sus trazas tienen longitudes de decenas de km (50 km en el caso de Río Grío-Lanzuela), y sus planos buzanan al SO.

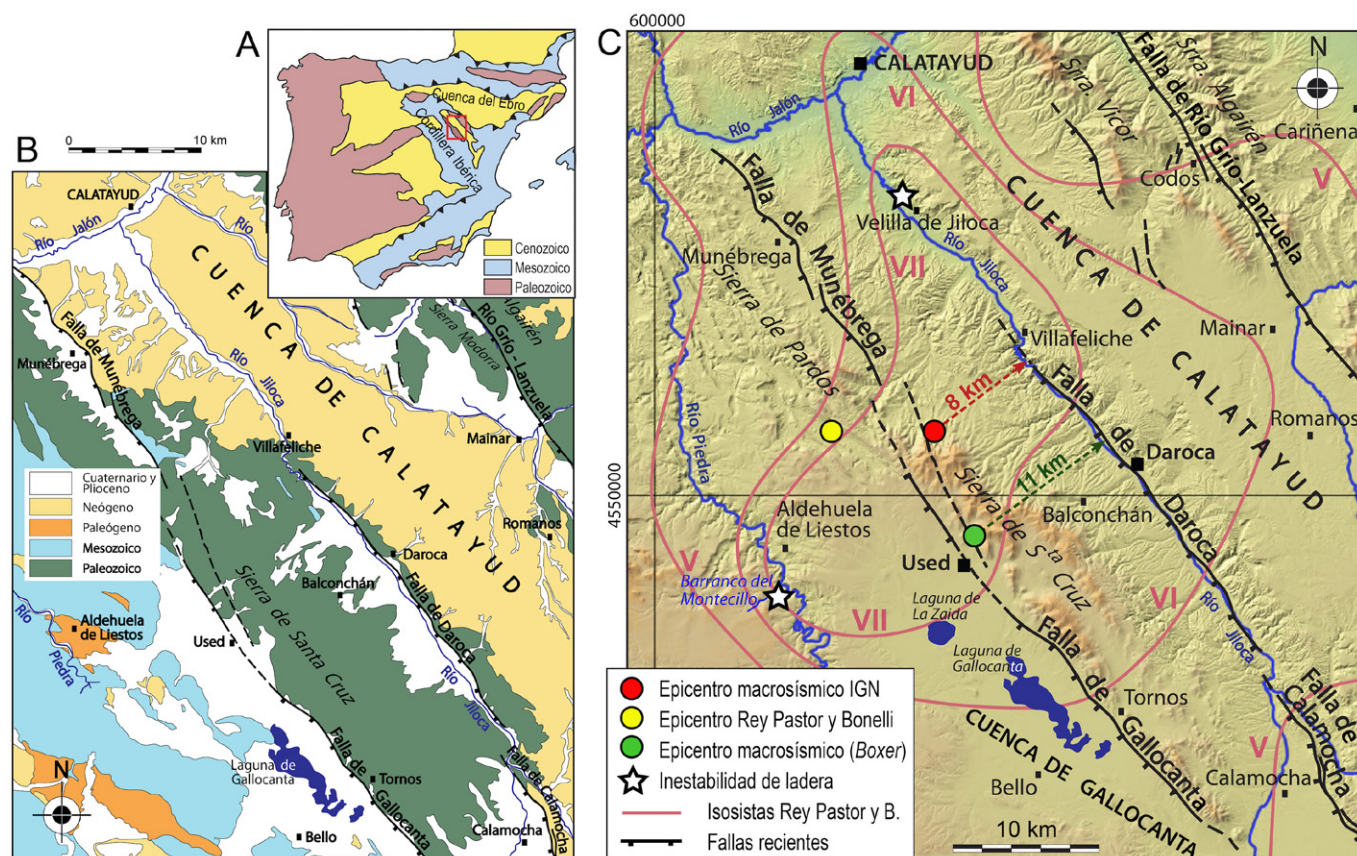


Fig. 1.- (A) Situación del área de estudio. (B) Esquema geológico. (C) Mapa sismotectónico de síntesis; análisis de compatibilidad entre las distintas localizaciones propuestas para el epicentro y las posibles fallas responsables del sismo. Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- (A) Location of the study area. (B) Geological sketch. (C) Synthetic seismotectonic map; analysis of compatibility between locations proposed for the epicentre and possible faults responsible for the earthquake. See color figure in the Web.

El terremoto y su impacto en la zona epicentral

El terremoto de Used ocurrió el 28 de septiembre de 1953 a las 22:41 horas. En esa localidad prácticamente todos los edificios de mampostería sufrieron daños en paredes, aleros o chimeneas. En el barrio de Berrueco, algunos de peor calidad constructiva (mampostería pobre y tapial) llegaron a derrumbarse. Se agrietó un muro lateral de la iglesia parroquial y cayó parte de la espadaña que coronaba la fachada. En cuanto a daños personales, ha de destacarse el fallecimiento de la joven Victorina Liarte, de 19 años, como consecuencia indirecta del sismo (Simón *et al.*, 2021).

Los efectos se extendieron a toda la zona entre Daroca y Calatayud (Fig. 1C). En Daroca, el corresponsal del diario zaragozano El Noticiero afirmó haber visto las paredes temblar “*como si hubiesen sido de papel*” y “*...el suelo firme ondularse repetidas veces, haciendo el efecto de un gato gigante rastreándose bajo una alfombra*”.

Ayuntamientos y particulares realizaron un interesante ejercicio de "cien-

cia ciudadana" proporcionando valiosos testimonios escritos. Muchos de ellos fueron recogidos por el Observatorio Fabra de Barcelona, a partir de un llamamiento publicado en la prensa catalana. Con esa información macrosísmica y con los datos instrumentales, Fontseré (1954) redactó un primer informe situando el epicentro en Used y atribuyéndole inicialmente una intensidad VIII en la escala de Mercalli.

Posteriormente, el IGN publicó una monografía basada en datos recabados por el Observatorio de Toledo (Rey Pastor y Bonelli, 1957): localizó el epicentro en la Sierra de Santa Cruz, calculó una profundidad focal de 7,3 km, rebajó a VII la intensidad epicentral y elaboró un detallado mapa de isosistas (Fig. 1C). El actual catálogo oficial del IGN (<https://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>) le asigna una magnitud 4,7 (basada en la duración) y una intensidad VII (escala EMS-98).

Samardjieva *et al.* (1999) recalculan la profundidad del foco y la sitúan en 15 km. En un informe inédito, el IGN (J.V. Cantavella y J. Fernández Fraile, com. personal; en Simón *et al.*, 2021) utiliza el método

Boxer a partir de la información original del Observatorio Fabra y relocaliza el epicentro muy cerca de Used (Fig. 1C).

Contexto tectónico y fuente sísmica

La actividad de las fallas extensionales NO-SE es responsable de los seísmos que ocasionalmente afectan a la región. La mayoría de ellos tienen su epicentro en las zonas de tránsito de la Rama Aragonesa a la Cuenca del Ebro (sierras de Algairén-Herrera-Oriche) y a la Meseta Castellana (parameras de Gallo-canta-Molina de Aragón), alcanzando intensidades de VI-VII (Cimballa, 1912; Calatayud, 1944) y magnitudes algo superiores a 4. Aunque esta actividad sísmica se considera entre baja y moderada, algunas de las fallas (Calamocha, Daroca, Munébrega) han evidenciado actividad durante el Cuaternario y pueden considerarse capaces de producir seísmos de magnitud superior a 6 (Simón *et al.*, 2012; Gutiérrez *et al.*, 2012).

Debido a las incertidumbres en la localización del epicentro y el foco, no resulta fácil atribuir el terremoto de 1953

a una falla en concreto. Las ubicaciones más fiables del epicentro son la macro-sísmica (oficial) del IGN y la recalculada mediante el método *Boxer* (J. V. Cantavella, com. personal). Las profundidades asignadas al foco sísmico están entre 7 y 15 km (Rey Pastor y Bonelli 1957; Samardjieva *et al.*, 1999), y son compatibles con el contexto tectónico (corteza superior frágil, por encima del nivel de despegue regional situado a 13-19 km; Roca y Guimerà, 1992; Ezquerro *et al.*, 2020).

Teniendo en cuenta esos parámetros, y contando con un buzamiento de las fallas de 65-75° en su parte superior que disminuye progresivamente en profundidad, puede estimarse geoméricamente que el epicentro de 1953 se situaría a una distancia de entre 2 y 15 km al SO de la traza de la falla causante del mismo. Los epicentros más fiables se sitúan a distancias dentro de ese rango (8-11 km) respecto a la falla de Daroca, que puede considerarse por tanto la fuente más probable (Fig. 1C).

Efectos geológico-ambientales

Los efectos geológico-ambientales conocidos del terremoto de 1953 se vinculan a la inestabilidad de laderas y taludes, y han sido constatados en Velilla de Ebro y en el barranco del Montecillo. Algunos indicios documentales de otros fenómenos (grietas del terreno, cambios del nivel freático) no han podido ser verificados (Simón *et al.*, 2021).

Junto a Velilla de Jiloca (Fig. 1C) se produjo un gran derrumbe del talud de la carretera N-234, que quedó cortada durante cuatro días a lo largo de unos 80 m (Fig. 2). Los diarios ABC y Heraldo de Aragón lo describían como “*el desprendimiento de tierras de un monte próximo, cayendo más de 800 Tm de tierra y piedras. Algunos bloques eran de más de 2 Tm, y varios de ellos fueron a parar al río Jiloca, mientras que otros cortaron la carretera de Valencia*”. El desprendimiento afectó a un escarpe abrupto que sigue la margen derecha del Jiloca, formado por yesos y margas del Mioceno con estratificación subhorizontal y cortados por una red de fracturas de direcciones dominantes NNO-SSE y ENE-OSO.

El aspecto general del escarpe de Velilla-Maluenda es marcadamente inestable. Algunos de los bloques delimitados por fracturas se han separado dejando pasillos paralelos (lo que sugiere un deslizamiento traslacional sobre niveles ba-

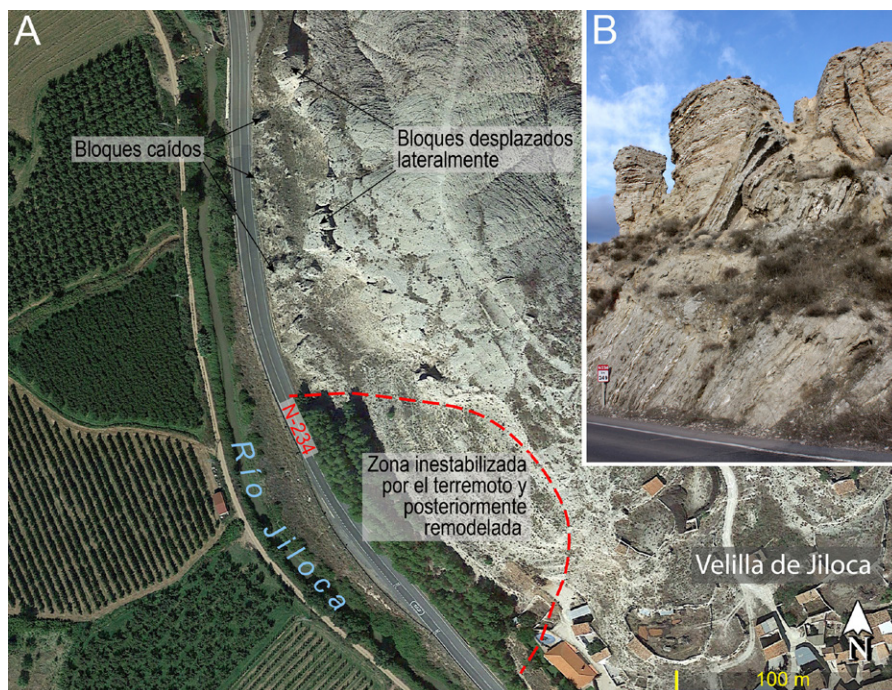


Fig. 2.- (A) Imagen vertical de Google Earth que muestra la ladera inestable en la que se produjo el desprendimiento que cortó la carretera N-234. **(B)** Aspecto actual del talud. Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- (A) Vertical Google Earth image showing the unstable slop where a landslide cut the N-234 road. *(B)* Current appearance of the slope. See color figure in the Web.

sales de margas). A pie de carretera se reconocen otros bloques desprendidos por vuelco que presentan su estratificación interna muy inclinada. La zona del derrumbe se saneó y acondicionó posteriormente, modelando un perfil escalonado y haciendo una plantación de pinos para estabilizarlo.

El Barranco del Montecillo (Fig. 1C) es un afluente del Río Piedra, que dibuja

sucesivos meandros encajados en las calizas del Cretácico Superior entre Torralba de los Frailes y Aldehuela de Liestos. El testimonio de Santiago Muñoz, que de muchacho trabajaba como pastor en la zona, nos puso en la pista de una caída de bloques procedentes de las cornisas cretácicas relacionadas con el seísmo. El informante aseguró que antes de 1953 existía en la ladera un bloque suelto de grandes

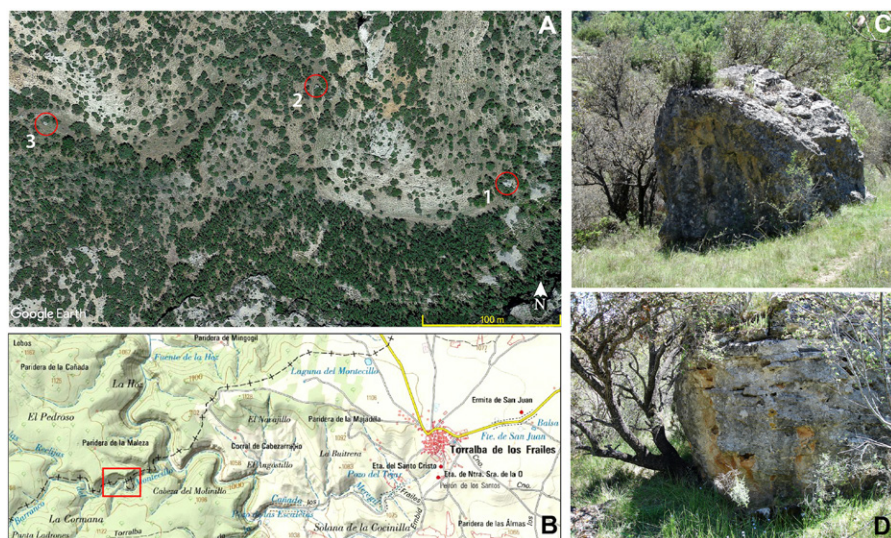


Fig. 3.- (A) Imagen vertical de Google Earth con la ubicación de tres bloques de roca desprendidos en el Barranco del Montecillo. Los bloques 2 y 3 cayeron probablemente durante el terremoto de 1953. **(B)** Situación en el mapa topográfico del IGN. **(C)** Bloque 2. **(D)** Bloque 3. Ver figura en color en la Web.

Fig. 3.- (A) Vertical Google Earth image showing the location of three rock blocks that fell in the Barranco del Montecillo. Blocks 2 and 3 probably fell during the 1953 earthquake. *(B)* Location on the IGN topographic map. *(C)* Block 2. *(D)* Block 3. See color figure in the Web.

dimensiones, que después del terremoto había caído al fondo del valle sobrepasando ligeramente el curso del barranco.

Las imágenes de *Google Earth* de la zona muestran tres grandes bloques caídos, que fueron visitados y confirmados sobre el terreno en 2021. Uno de ellos (1 en Fig. 3A) se observa ya en su posición actual en fotografías aéreas de 1947, anteriores al terremoto. El bloque 2 (Fig. 3C) es compatible con la descripción de Santiago Muñoz. Tiene unos 3 m de altura y 15-20 m³ de volumen. Presenta la estratificación interna en posición vertical, lo que sugiere que se volteó en la caída y, con la inercia, remontó 1 m de desnivel respecto al fondo del barranco. De los tres bloques analizados, es el más "diáfano", el que menos vegetación tiene a su alrededor, lo que sugiere una caída más reciente. El bloque 3 (Fig. 3D) es algo más pequeño (2 m de altura), y de su base crece una carrasca cuyo tronco aparenta haber sido doblado por la caída de la roca y haber crecido después buscando la vertical. Ese bloque habría caído desde la margen derecha, y no coincidiría por tanto con el descrito por el informante. Pero, dado que no aparece tampoco en la fotografía aérea de 1947 y sí en la de 1957, su caída también sería cronológicamente compatible con el temblor de 1953.

En resumen, al menos uno de los tres bloques analizados (el número 2) podría ser el que describió Santiago Muñoz, y es verosímil que éste y otro más (el número 3) fuesen movilizados por el terremoto de 1953.

En la Escala de Intensidad Macrosísmica de Efectos Ambientales (ESI-07), los desprendimientos de laderas son valorados de acuerdo con su abundancia y tamaño, y pueden producirse a partir del grado VI. La masa de rocas y tierra desprendida en Velilla fue cuantificada en su momento en más 800 Tm, que equivaldrían a unos 300-400 m³ tras su caída sobre la carretera. Los dos bloques caídos en el Barranco del Montecillo han sido cubicados en unos 15-20 m³ cada uno. Ambos fenómenos, con los datos disponibles, pueden ser calificados como puntuales (en el caso del escarpe de yesos de Velilla-Maluenda no se produjeron desprendimientos o caídas en otros lugares). Así, por su número y magnitud, estas desestabilizaciones de laderas sugieren una intensidad sísmica más cercana a VI, pero hay que tener en

cuenta que los dos puntos afectados se hallan relativamente alejados del epicentro, en el límite o fuera ya de la isosista VII de Rey Pastor y Bonelli (1957) (Fig. 1C). En cambio, las condiciones litológicas y topográficas en el entorno inmediato del epicentro no debieron de propiciar la inestabilidad de ninguna vertiente.

Conclusiones

El terremoto de Used de 1953, con epicentro en la Sierra de Santa Cruz y foco a una profundidad de entre 7 y 15 km, estuvo probablemente causado por la falla extensional de Daroca. Causó daños en muchas edificaciones de Used y, en menor medida, en otras poblaciones de la zona de Daroca-Calatayud.

El seísmo produjo al menos dos efectos geológico-ambientales: un deslizamiento que cortó la carretera N-234 entre Velilla de Jiloca y Maluenda, al sur de Calatayud, y la caída de grandes bloques en el Barranco del Montecillo, al sur de Aldehuela de Liestos. Estos efectos son coherentes con la intensidad macrosísmica (VII) asignada oficialmente a la zona epicentral.

Contribución de los autores

J. L. Simón: Estructura del trabajo, metodología, edición, figuras, revisión del manuscrito, coordinación. A. Peiro y G. Simón-Porcar: adquisición de datos, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis.

Agradecimientos y financiación

Este trabajo ha sido financiado por el Gobierno de España (proyecto PID2019-108705GB-I00), el Gobierno de Aragón (proyecto LMP127_18 y grupo Geotransfer E32-20R) y el Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Agradecemos las inestimables aportaciones de los informantes, la documentación sismológica original del Observatorio Fabra y la ayuda de Josep Batlló, el informe inédito del IGN facilitado por Juan V. Cantavella y Javier Fernández, así como las valiosas sugerencias de Miguel Á. Rodríguez Pascua (IGME), Álvaro González, Jesús Causapé y Antonio Aretxabala. Luis Arlegui preparó la imagen DEM de la Fig. 1C.

Referencias

- Ezquerro, L., Simón, J.L., Luzón, A. y Liesa, C.L. (2020). Journal of Structural Geology 135, 104043.
<https://doi.org/kz3t>
- Fontseré, E. (1954). Los temblores de tierra catalanes de los años 1952 y 1953. Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona-Observatorio Fabra.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J., Gutiérrez, M., Lucha, P., Guerrero, J., Carbonel, D. y Galve, J.P. (2012). Journal of Iberian Geology 38, 145-160.
<https://doi.org/kz3v>
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Commerci, V., Gurpinar, A., Mc Calpin, J., Morner, N., Ota, Y. y Roghoshin, E., (2007). Intensity Scale ESI 2007. En: Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia, 74 (Guerrieri, L. y Vittori, E., Eds.). Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma.
- Rey Pastor, A. y Bonelli, J. (1957). El sismo de Daroca-Used de 28 de septiembre de 1953 y su relación con la línea sismotectónica del Jiloca. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992). Tectonophysics 203, 203-218.
<https://doi.org/dhfvzdb>
- Samardjieva, E., Payo, G. y Badal, J. (1999). Natural Hazards 19, 189-204.
<https://doi.org/fntkfk>
- Silva, P., Rodríguez Pascua, M.A. (Eds.) (2019). Catálogo de los Efectos Geológicos de los Terremotos en España (2ª Edición). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Lafuente, P. y Liesa, C.L. (2012). Journal of Iberian Geology 38, 127-144.
<https://doi.org/kz3w>
- Simón, J.L., Simón-Porcar, G. y Peiro, A. (2021). El terremoto de Used de 1953: ciencia y memoria. Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza-CEJ-CED, Teruel, 78 p.
- Simón, J.L., Simón-Porcar, G. y Peiro, A. (2022). Memory of the Earth and human memory of natural disasters: the 1953 earthquake in western Aragón (Spain). Geoheritage 14, 123.
<https://doi.org/kz3x>

FE DE ERRATAS (GEOGACETA 74, JULIO-DICIEMBRE 2023)

- Lozano Letellier, A., González-Menéndez, L., Gómez Fernández, F., González-Álvarez, I., Caldevilla, P., y García de Arriba, P. (2023). Influencia de los minerales accesorios en las tierras raras de pizarras Ordovícicas (Fm. Luarca, Sinclinal de Truchas, León, España). *Geogaceta*, 74, 39–42.

En el artículo indicado arriba no se incluyó en la versión impresa la figura 3 a la que se hace referencia en el texto, en las páginas 41 y 42, y que reproducimos a continuación. En la versión digital sí se publicó dicha figura (<https://doi.org/10.55407/geogaceta98044>).

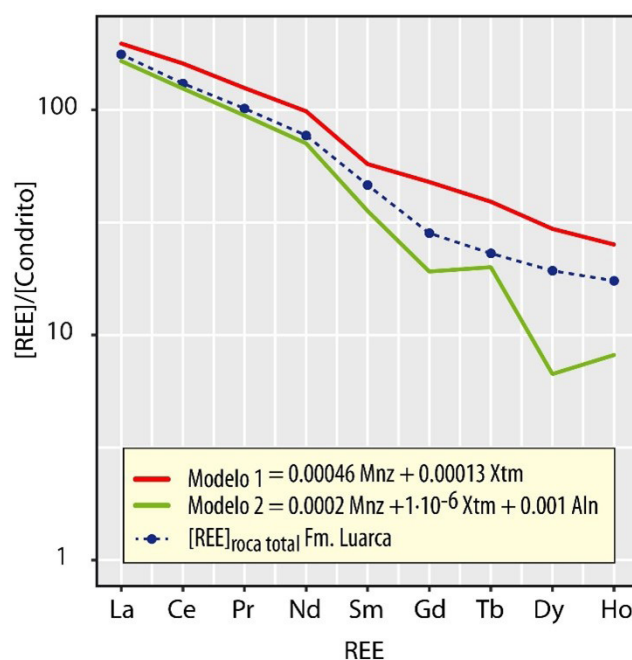


Fig. 3. Patrones de REE normalizados al condrito (Boyton, 1984). Línea azul discontinua: composición media de REE en roca total de las muestras estudiadas de la Fm Luarca (n=16). Líneas roja y verde: mejores modelos de regresión lineal múltiple de las concentraciones de REE de los minerales accesorios monacita (Mnz), xenotima (Xtm) y allanita (Aln) de metapelitas con composición similar a las muestras estudiadas (Janots et al., 2006). Ver figura en color en la web.

Fig.3. Chondrite-normalized REE patterns (Boyton., 1984). Dashed blue line: average REE whole rock composition of the studied samples of Luarca Fm. (n=16). Red and green lines: best fit models of multiple linear regression of REE concentrations of accessory minerals mona-zite (Mnz), xenotime (Xtm) and allanite (Aln) from similar composition metapelites than studied samples (Janots et al., 2006). See the color figure in the web.

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:

- Título / Title.** Breve e informativo.
- 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))
- 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.
- Key Words y Palabras Clave:** Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- 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.

GEOGACETA, 75, 2024

Brusco incremento de foraminíferos planctónicos aberrantes en Agost (SE España) tras el límite Cretácico/Paleógeno/ <i>Sharp increase of aberrant planktic foraminifera at Agost (SE Spain) after the Cretaceous/Paleogene boundary</i>	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/ <i>The evolution of the slopes of the Sierra de Alhama (Granada and Malaga provinces). Influence of the geologic structure and the paleoseismicity</i>	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 Gamisél-Muzás, Concepción Ayala, Juliana Martín-León, Tania Mochales, Carmen Rey-Moral 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 Vásquez y Gerardo Amaya Yaeggy

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 Steven Anagonó-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 Belandria Rodriguez 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 Used de 1953 (Zaragoza, Cordillera Ibérica)/ <i>Geological effects of the 1953 Used earthquake (Zaragoza, Iberian Chain, Spain)</i>	107-110
---	---------

José L. Simón, Alba Peiro y Guillermo Simón-Porcar

Comunicaciones presentadas en la LXXV Sesión Científica/SGE, Zaragoza, 24 de noviembre de 2023
Communications presented in the LXXV Scientific Session/SGe, Zaragoza, November 24, 2023

SUMARIO / SUMMARY

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-Berriquete, 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 sinclinorio 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 synclinorium (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

Ícnitas 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

Continúa en interior de contraportada / *Continued inside back cover*

