

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

GEOGACETA

Sociedad Geológica de España

Vol. 77 · Enero · Junio / January · June 2025

ISSN: 0213-683X



Editores / Editors:
Alberto Pérez López
Aitor Cambeses
Concha Jiménez de Cisneros Vencelá
Károly Hidas



GEOGACETA

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

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

© 2025 Sociedad Geológica de España
para el ejemplar compilado

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

ISSN: 2173-6545 (Internet)

Depósito legal: S.743-2012

COMITÉ EDITORIAL / EDITORIAL BOARD

EDITOR PRINCIPAL / EDITOR IN CHIEF

Dra. Concha Jiménez de Cisneros Vencelá

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC)

Avda de las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada

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

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. Károly Hidas

Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Granada

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

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

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. María José Domínguez Cuesta

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

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

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

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

Dr. Juan Antonio Morales González

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

Campus del Carmen. Universidad de Huelva

Avda. Fuerzas Armadas s/n 21071, Huelva

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

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

SECRETARIA/ SECRETARY

Manuela Chamizo Borreguero

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

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

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

OFICINA INSTITUCIONAL / INSTITUTIONAL OFFICE

Isabel Corral Fernández

Secretaría de la Sociedad Geológica de España

Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,

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

Tel: +34 923 294 752; e-mail: 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, DULCI-NEA, GeoRef, ICYT (CSIC), Latindex-catálogo, Latindex-Directorio, MIAR, Sello de Calidad (FECYT), Scopus (Elsevier).

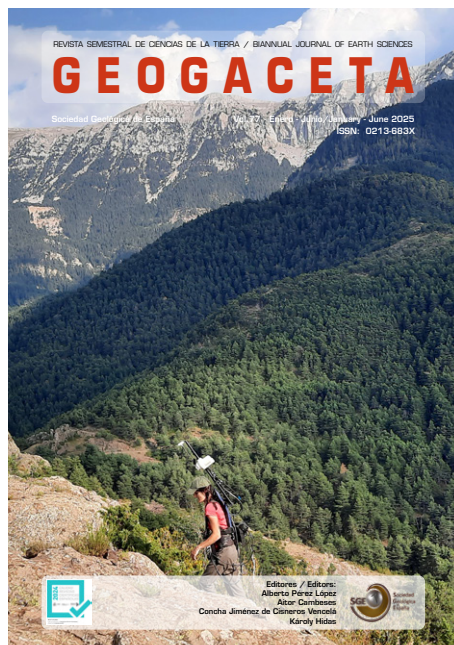
Suscripción anual: Tarifa ordinaria para el año en España y Portugal 42,00 € / Resto del mundo 51,00 €

Imagen de portada / Cover illustration:

Prospección magnética en las rocas del Carbonífero Superior-Pérmico de la cuenca del Cadí (cara norte de la Sierra del Cadí al fondo) (Pirineo Central, provincia de Lleida) realizada en el marco de la Tesis Doctoral "Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del Carbonífero superior-Pérmico del Pirineo" de Ana Simón Muzás. / *Magnetic survey in the Upper Carboniferous-Permian rocks from the Cadí basin (north face of the Cadí Mountains) (Central Pyrenees, Lleida province) done in the frame of the PhD "Application of magnetic techniques to the study of Upper Carboniferous-Permian volcanic, volcanoclastic and subvolcanic rocks of the Pyrenees" by Ana Simón Muzás.*

Autor: Ruth Soto (IGME-CSIC).

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



Comunicaciones presentadas en la LXXVII Sesión Científica/SGE, Boltaña, 29 de noviembre de 2024



Presidenta de la SGE:
Dra. Ana Ruiz Constán

Secretaria de la SGE:
Manuela Chamizo Borreguero

Editores:

Dra. Concha Jiménez de Cisneros

Dr. Károly Hidas

Dr. Alberto Pérez López

Dr. Aitor Cambeses

Organización de la Sesión Científica:

Ánchel Belmonte (Geoparque Sobrarbe-Pirineos),

Ruth Soto y Emilio Pueyo (IGME-CSIC)

y Pau Arbués (Universidad de Barcelona)

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

CONSEJO ASESOR / ADVISORY BOARD

Ana Ruiz Constán (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

Pedro Huerta Hurtado (*Universidad de Salamanca*)

Manuela Chamizo Borreguero (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

Miguel Gómez Heras (*Universidad Autónoma de Madrid*)

Blanca María Martínez García (*Sociedad de Ciencias Aranzadi*)

Ramón Casillas Ruiz (*Universidad de La Laguna*)

Raquel Martín Banda (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

Antonio José Oláiz Campos (*REPSOL*)

Davinia Moreno García (*Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana*)

José Francisco Mediato Arribas (*Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC*)

Desirée Palomino Cantero (*Instituto Español de Oceanografía, IEO-CSIC*)

Iván Martín Rojas (*Universidad de Alicante*)

Juana Vegas Salamanca (*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 25

10 y 11 de mayo

El fin de semana del 10 y 11 de mayo se celebró el Geolodía 25. Se han realizado 54 excursiones, dos de ellas transfronterizas España-Portugal y España-Francia, a las que han acudido más de 7.000 personas. Además, este año el Geolodía ha continuado con su internacionalización, sumándose 16 excursiones presenciales en México, 4 en Uruguay y una en Andorra. Podéis encontrar las Geologuías en la web del Geolodía (<https://geolodia.es/geolodia-2025/>).

También se ha realizado el tradicional “Concurso Fotográfico de Redes Sociales” entre el público asistente y, por tercer año, se ha celebrado “Mi Primer Geolodía”, una feria de las ciencias geológicas consistente en actividades didácticas y talleres para el público más joven. En esta ocasión siete provincias se han sumado a la iniciativa. Además, a través de Geocharlas se han llevado actividades a los centros educativos de toda España.

Y, aunque las excursiones presenciales en el campo han sido las protagonistas, no hemos abandonado el formato

virtual. Se ha desarrollado el ciclo “Geocharlas online asociadas al Geolodía 25”, se han preparado tres “Geolodías Especiales” doblados a Lengua de Signos Española y un tráiler animado especial del 20º Aniversario del Geolodía. Estos vídeos pueden encontrarse en el canal de YouTube de la SGE (<https://www.youtube.com/c/SOCIEDADGEOLÓGICADEESPAÑA>) y, hasta la fecha, han recibido más de 27.000 visualizaciones.

Además, se ha editado el videojuego “Geological Park”, que puede encontrarse en la web de la SGE y se ha realizado la tercera edición del “Concurso Geodescubre” para centros educativos, cuyos trabajos ganadores están expuestos en la página web del Geolodía. Podéis adquirir vuestras camisetas promocionales del Geolodía a través de la tienda de la SGE en La Tostadora (<https://www.latostadora.com/sociedadgeologicadeespana/>).

¡Nos vemos el año que viene en el Geolodía 26!

Imágenes ganadoras del “Concurso Fotográfico de Redes Sociales”



Raimon Sabaté Hortet
(IG @raisabate)



Daniel Ampuero Andrada
(IG @danielampuero)

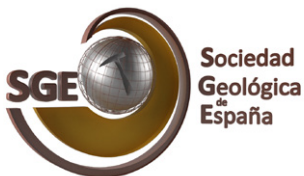


Rafael Roldán de la Rúa



Ana María Loreto

Organiza



Patrocinan



Con la colaboración de



Structural analysis of the fracture networks controlling groundwater flow and discharge in the Agourai Plateau (Tabular Middle Atlas, Morocco)

Análisis estructural de las redes de fracturas que controlan el flujo y la descarga de las aguas subterráneas en la meseta de Agourai (Atlas Medio Tabular, Marruecos)

Toufik Khouya¹, Hmidou El Ouardi¹, Afaf Amine², Rida Haddane^{2*}, Ali Ouargaga³ and Soukaina Mouljebouj²

¹ Equipe CartoTec, Department of Geology, Faculty of Sciences, Moulay Ismail University of Meknes, PB. 11201 Zitoune, Meknès, Morocco.

² Geosciences laboratory, Department of Geology, Faculty of Sciences, Mohammed V University in Rabat, 4 Avenue Ibn Batouta, B.P. 1014-Morocco.

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

*Corresponding author

ABSTRACT

The circulation of water in the carbonate aquifer of the Agourai plateau and the outflow in the Ain Maarouf spring, on the border with the Saiss basin, is mainly controlled by fractures. In order to understand the functioning of the Spring and to ensure good management of the water resources, a fracture study was carried out in several representative sectors to establish the pattern, hierarchy and chronology of the fracture network. Four main fracture sets were identified, with the NW-SE and NE-SW families being predominant and the E-W and N-S families being least represented. The cross-cut relationships suggest that the NW-SE set of fractures are more recent. Their higher degree of connectivity and openness, and the absence of infill, favour preferential groundwater flow and flow within the Ain Maarouf spring.

Key-words: Microtectonic analysis, Rock fracturing, Water flow, Ain Maarouf spring, Agourai plateau, Tabular Middle Atlas, Morocco.

RESUMEN

La circulación del agua en el acuífero carbonático de la meseta de Agourai y la surgencia del manantial de Ain Maarouf, en el límite con la cuenca de Saiss, está principalmente controlada por fracturas. Con el objetivo de entender el funcionamiento del manantial y para una buena gestión de los recursos hídricos, se ha realizado un estudio de la fracturación en varios sectores representativos para establecer, el patrón, la jerarquía y la cronología de la red de fracturas. Se identificaron cuatro grupos de fracturas principales, siendo las familias NO-SE y NE-SO las dominantes, y las familias E-O y N-S las menos representadas. Las relaciones de corte sugieren que el grupo de fracturas NO-SE son más recientes. Su mayor grado de conectividad y apertura, y la ausencia de rellenos favorecen el flujo preferente de agua subterránea y la surgencia en el manantial de Ain Maarouf.

Palabras clave: Análisis microtectónico, fractura de roca, Flujo de agua, Ain Maarouf spring, Agourai plateau, Tabular Middle Atlas, Marruecos.

Geogaceta, 77 (2025), 3-6

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108621>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 13/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Characterizing the geometry of the fracture network affecting carbonatic aquifers is essential for understanding water circulation. The management of water resources is one of Morocco's greatest environmental challenges, as the country's demand for water increases (agricultural, industry, and individual needs) while climate change reduces rainfall.

The Tabular Middle Atlas lies between latitudes of 32° 55' to the north and 34° to the south, between the Saïs basin and the folded Middle Atlas, in north-central Morocco. Elevations gradually increase from NW to SE with Mediterranean to semi-arid climate conditions (Fig. 1). It consists of subhorizontal dolostones and limestones affected by faults, favouring a tectono-karstic landform. Mesozoic succession

is covered by more recent deposits including plio-quaternary volcanic rocks.

The highly fractured and tectono-karstic landscape of the Agourai plateau (El-Ouardi et al., 2018) is the westernmost part of this chain. From bottom to top, the local stratigraphy is formed by Triassic clays and basalts, Liasic dolostones and limestones in tabular layers. Such conditions favor water flows and springs, with fairly large flows (Ain Maarouf, Ain Boujaoui, and Ain Bouchermou). Nevertheless, little is known about the fracture network responsible for the water pathway. This reservoir discharges into a large aquifer located in the Saïs basin (Fig.1), which provides water to small towns and two major cities of Meknes and Fez.

In this study, we focus on the direction of hydrological flow by analyzing the different fracture sets observed in the field and

validating the results obtained from the isobase map in the Ain Maarouf spring area.

Geological and setting

The Agourai plateau is located at the NW side of the Tabular Middle Atlas (Fig.1). It is drained by two rivers (Oued El Kell and Oued Rdom) (Fig. 1). The Paleozoic basement is overlain by slightly deformed Mesozoic rocks corresponding to the Upper Triassic-Lower Jurassic. These are red silty clay intercalated by basalt, and overlain by Jurassic dolomitic limestones, where drag folds occur especially near NE-SW oriented major faults. Fractures affecting the Liassic limestone have different orientations, defining many blocks in the Agourai Plateau, which shows sometimes half-grabens, containing continental Mio-Plio-Quaternary sedimentation (Bouya et al., 2013).

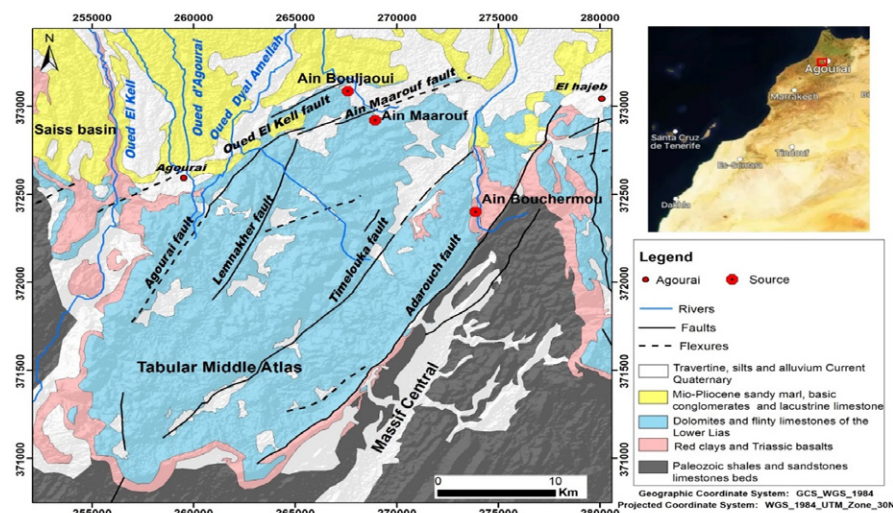


Fig. 1.- Simplified geological map of the Agourai plateau. See color figure in the online version.
Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la meseta de Agoura. Ver figura en color en la versión web.

Hydrogeological setting

The piezometric map (Fig. 2) shows that piezometric levels in the Agourai plateau fluctuate between 680 m and 1160 m, with altitudes ranging from 750 m to 1250 m. The lowest piezometric readings are found in the northern section of the plateau, particularly around the Ain Maarouf - Ain Boujaoui spring complex. This observation indicates a predominant direction of groundwater flow from SSW to NNE, which seems to align with significant structural discontinuities such as faults and fracture systems.

Methodology

The isobase maps analysis (Amine and El Ouardi, 2017, Amine *et al.*, 2024) states the relationship between hydrographic and topographic pattern to reveal the tectonic-erosion influence (Grohmann *et al.*, 2011b). It was also a very effective tool to identify faultline even the trace does not appear in surface and their orientation in homogeneous lithology (Grohmann *et al.*, 2011a). By using the digital terrain model (DEMs), we attributed the height of the contour lines to the hydrographic network after its extraction by the D8 method in ArcGIS 10.3 environment. Then the isobase surfaces are obtained by the interpolation, from which the isoline curves (isolines) are generated (Fig. 3). The 2nd and 3rd isoline orders allow drawing fractures in comparison with the structural and lithological map of the region. Their determination is based on their inflexion due to tectonic disturbance (Grohmann *et al.*, 2011b). At the out-crop scale, fracturing was analyzed in the Liassic limestones at two locations: in the

resurgence zone and upstream of the Ain Maarouf spring, to study local and regional fracturing away from the perimeter of the resurgence, and also compare fracturing between the two areas. For each station, fracturing were analyzed and several parameters were measured including length, orientation, aperture, and interconnection between fractures.

Results and conclusions

Isobase maps

Three main directions are observed from the isobase map (Fig. 3). Based on the abutting relationships between inter-connecting fractures, the dominant NE-SW

oriented fractures are interpreted to be the oldest. They are probably inherited from the Hercynian basement and reactivated during the Triassic- lower Liassic times controlling the Atlas rifting and during Miocene and Quaternary times (Charrière, A. 1990; Hinaje, 2004; Bouya *et al.*, 2013). The NW-SE oriented lineaments coincide with the alignment of three spring sources (Ain Maarouf, Ain Boujaoui and Ain Bouchermou) and would be linked to a NE-SW extensive tectonic phase attributed to the upper Tortonian-Messinian (Hinaje, 2004; El Fartati *et al.* 2023) (Fig. 3). These fractures generally correspond to normal faults reactivated in the Middle-recent Quaternary, that drain water and along which groundwater flows from the Agourai plateau towards the Saiss basin in the same direction as tectono-karst alignments (El Ouardi *et al.*, 2018).

Field analysis around the Ain Maarouf

The Ain Maarouf spring is located in the contact zone between the Agourai plateau and the Saiss Neogene basin, along the so-called Ain Maarouf N80 normal fault. It emerges at the base of the Liassic limestone in several places.

Analysis fracturing around the Ain Maarouf spring

The carbonate rocks around the Ain Maarouf spring exhibit intense fracturing. These fractures correspond to joints

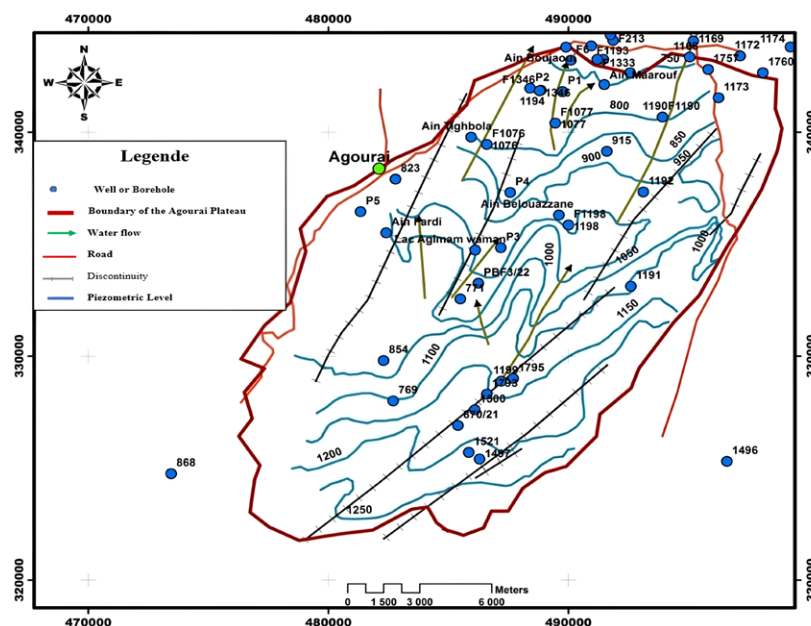


Fig. 2.- Piezometric map of the Agourai Plateau (Allaoui, 2019). See color figure in the online version.
Fig. 2.- Mapa piezométrico de la meseta de Agourai (Allaoui, 2019). Ver figura en color en la versión web.

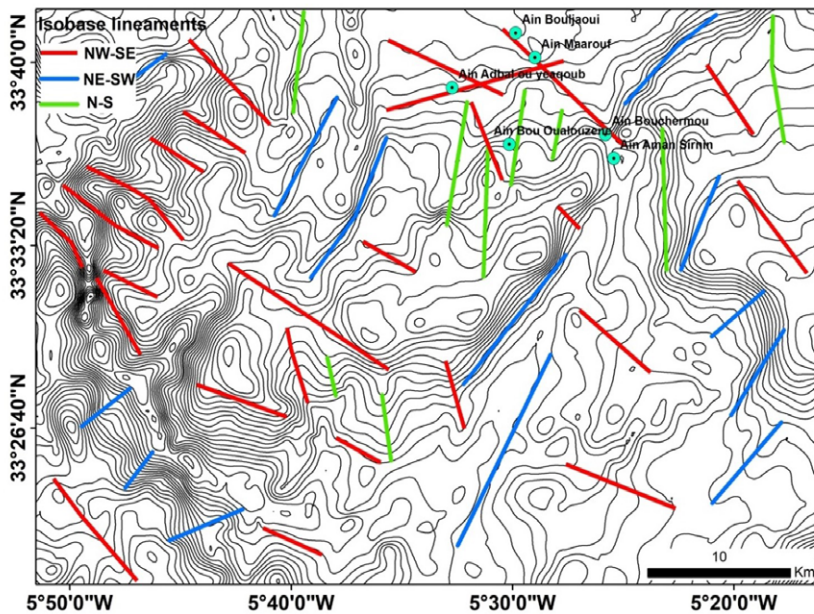


Fig. 3.- Isoline map of the Agourai plateau and main isoline lineaments. See color figure in the online version.

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

formed during various tectonic phases, with the primary types being extension joints (diaclasses). Fracturing analysis shows two main families oriented NW-SE and NE-SW and two secondary families oriented E-W and N-S, with a clear dominance of the NW-SE direction.

The NW-SE oriented fractures intersect

the other families and are therefore posterior to them (Figs. 4B and D). They have lateral openings and closures, and sometimes end in step fractures. Some of them are conjugate, forming acute ($0^\circ < \alpha < 90^\circ$) and obtuse ($90^\circ < \beta < 180^\circ$) angles. The latter are oriented N120 and N90 and intersect the N60 oriented fracture family. The NE-SW

oriented fractures show large openings of up to 15 cm (Fig. 4A and C).

The two main NW-SE and NE-SW oriented fracture families, measured on tabular bed limestone, form lozenge-shaped blocks, where the most dominant of which are oriented NW-SE (Fig. 4D).

At the main water resurgence of Ain Maarouf, water gushes from the main fracture oriented N122, 70NE (Fig. 4A), which is a normal fault with metric displacement and collapsing the NE compartment towards the Sais basin (Fig. 5A).

Finally, all the measurements collected at the Ain Maarouf spring show a clear dominance of the NW-SE direction, which is the late direction in this site.

Analysis of fracturing upstream of the Ain Maarouf spring

In this limited area (1m²), we note the presence of two families of fractures oriented E-W and N-S cutting the limestone into lozenge-shaped pieces. The N-S oriented fractures offset those oriented E-W, and thus they are later and the most dominant. The other main directions detected Around the Ain Maarouf spring (NE and NW) were not measured, probably because the sample area is very limited.



Fig.4.- (A, B, C, D) fracturing measurement at different stations around Ain Maarouf spring. See color figure in the online version.

Fig.4.- (A, B, C, D) medición de fractura en diferentes estaciones alrededor de la primavera de Ain Maarouf. Ver figura en color en la versión web.

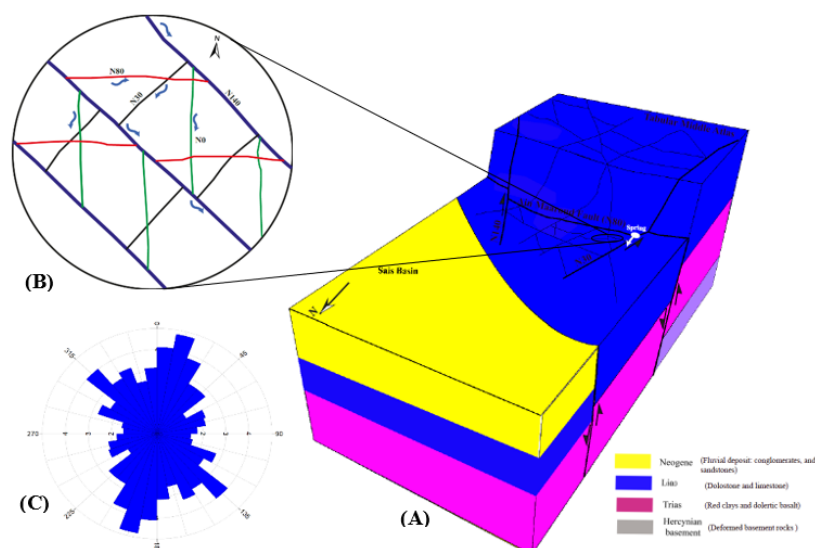


Fig. 5.- (A) 3D model of fracture orientation and connectivity controlling the overall direction of flow (B) interpretation of the four family sets of fractures represented in Ain Maarouf spring area, and (C) Rose diagram of the fracturation in The Tabular Middle Atlas. See color figure in the online version.

Fig. 5.- (A) Modelo 3D de orientación de fractura y conectividad controlando la interpretación de la dirección general del flujo (B) de los cuatro conjuntos de familias de fracturas representadas en el área de resorte de Ain Maarouf, y C) diagrama en rosa de orientaciones de las fracturas en el Atlas Medio Tabular. Ver figura en color en la versión web.

The NE-SW to E-W oriented fractures appear to be the earliest fractures followed by those oriented N-S. On the other hand, the NW-SE oriented ones are the latest to affect the carbonate formations, which has allowed for water drainage and the establishment of the Ain Maarouf spring in this area and probably associated with the Ain Maarouf normal fault (Fig. 5).

Conclusion

Structural analysis of the fracture networks around Ain Maarouf spring highlights the significant impact of secondary NW-SE fractures probably associated with a major normal fault. Microtectonic study established a chronology of four directional fracture sets, with NW-SE and NE-SW being the most dominant. The Ain Maarouf spring emerges at the tectonic junction between the N80 normal fault (Mid-Upper Pliocene) and the N30 sinistral strike-slip fault (Mid-to-Recent Quaternary). Further research could expand on these findings to enhance fracture modeling and reservoir characterization in this region.

Contribution of the authors

Toufik Khouya: Data acquisition, figure editing, fieldwork, surveys, sample collection, data analysis, manuscript writing.

Hmidou El Ouardi: Fieldwork, surveys, Data acquisition, revision of the manuscript, supervision, and coordination.

Afafe Amine: Supervision, coordination, manuscript revision of the manuscript, realization and interpretation of isobase maps of the region.

Rida Haddane: Design, manuscript writing, drafting the manuscript, realization, and interpretation of isobase maps of the region.

Ali Ouargaga and Soukaina Mouljebouj: Design and conceptualization, manuscript writing, drafting the manuscript.

All authors read and approved the final manuscript.

Acknowledgements

This work is supported by the UMI-El Ouardi project. Authors are grateful to

anonymous reviewers for their relevant suggestions and great help.

References

- Allaoui, A. (2019) *Hydrologie. Université Moulay Ismail Meknès (Maroc). Français.*
- Amine, A. and El Ouardi, H. (2017). *Geogaceta* 61, 71–74.
- Amine, A., El Ouardi, H., Elabouyi, M., Masror, S.Z., Saadi, M., Al-Hashim, M., Taher, M., El Amrani, M., Oudy, A., Mdiker, N. and Benbaqqal, H. (2024). *Journal of African Earth Sciences* 216, 105309. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105309>
- Bouya, N., Ouardi, H.E., Habibou, H.E., Ansan, V. and Mercier, E. (2013). *Central European Geology*, v. 56, p. 381–395. <https://doi.org/10.1556/CEu-Geol.56.2013.4.5>
- Charrière, A. (1990). Scientific Research Publishing. <https://www.scrip.org/reference/referencespapers?referenceid=2946056>
- El-Ouardi, H., Boualoul, M., Ouhammad, H., habibi, M., Muzirafuti, A., Allaoui, A. and Amine, A. (2018). *Geogaceta* 63, 119–122. https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/geo63/geo63_30.pdf
- El Fartati, M., Hinaje, S., Yaagoub, D., El Fellah Idrissi, B., Amrani, S., Gharmane, Y., Laiche, M., Drissi, Y. and Tagma, T. (2023). *Journal of African Earth Sciences* 205, 104996. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104996>
- Grohmann, C.H., Riccomini, C. and Chamani, M.A.C. (2011a). *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, p. 1493–1504. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1493-2011>
- Grohmann, C.H., Smith, M.J. and Riccomini, C. (2011b). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 49, p. 1200–1213. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2053546>
- Hinaje, S. (2004). *Thèse d'Etat Es- Sciences, Rabat*, 393 p.

¿Qué nos dicen los marcadores magnéticos sobre la deformación dúctil en el Ordovícico de la Cordillera Ibérica?

What magnetic markers tell us about ductile deformation in the Ordovician of the Iberian Chain?

Belén Oliva-Urcia*, Carlos L. Liesa y estudiantes del Grado en Geología UNIZAR (2º curso)

Grupo GEOTransfer, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain,
boliva@unizar.es, carluis@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

A magnetic fabric and paleomagnetic study together with a rock magnetic study have been carried out in two sites of Ordovician rocks affected by the Variscan Orogeny in the surroundings of Cerveruela village, in the Aragonese Branch of the Iberian Chain. The results of the magnetic fabric indicate different behavior according to sampled lithology and/or structural position within the fold. However, the paleomagnetic information is not well registered or it has been modified by later tectonic events. The remanence carriers are of low coercivity (magnetite) in the shaly rocks and of high coercivity (hematite) in the silty rocks. In both sites there are ferromagnetic iron sulphides with medium coercivity.

Key-words: magnetic fabric, paleomagnetism, rock magnetism, Ordovician, Aragonese Branch.

RESUMEN

Se ha realizado un estudio de las fábricas magnéticas y paleomagnetismo junto con magnetismo de rocas en dos estaciones afectadas por la deformación varisca, en rocas del Ordovícico en los alrededores de Cerveruela, Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Los resultados de la fábrica magnética indican un comportamiento diferente en función de la litología muestreada y/o posición estructural dentro del pliegue. Sin embargo, la información paleomagnética no ha quedado bien registrada o se ha modificado a posteriori durante eventos tectónicos posteriores. Los portadores de la remanencia son de baja coercitividad (magnetita) en los materiales lutíticos, y de alta coercitividad (hematites) en los más groseros. En todos parece haber sulfuros de hierro, de coercitividad intermedia.

Palabras clave: fábrica magnética, paleomagnetismo, magnetismo de rocas, Ordovícico, Rama Aragonesa.

Geogaceta, 77 (2025), 7-10

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108641>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

La Cordillera Ibérica es una cadena montañosa de orientación NW-SE que separa la cuenca sedimentaria cenozoica del Ebro de las cuencas sedimentarias cenozoicas del Tajo y Duero. Los afloramientos del Precámbrico y Paleozoico se distribuyen en dos bandas paralelas, la Rama Castellana al oeste y la Rama Aragonesa al este (Fig. 1A-B). Tradicionalmente, parte de la Rama Aragonesa se ha relacionado con la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico, mientras que la Rama Castellana se ha incluido en la Zona Asturoccidental Leonesa (Gozalo y Liñán, 1988). Otros autores sitúan ambas ramas de la Cordillera Ibérica en el dominio de la Zona Asturoccidental Leonesa (García-Sansegundo et al., 2011), una zona más interna del orógeno varisco (Fig. 1A).

En la Rama Aragonesa el Ordovícico puede alcanzar casi 4 km de potencia con rocas de tipo siliciclástico en su mayoría (Fig. 1D). Estas rocas se interpretan como depositadas en plataformas continentales

de margen pasivo en los alrededores de Gondwana (Gutiérrez-Marco et al., 2019). El Ordovícico inferior y medio de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se divide en cinco formaciones, tres limolíticas, pizarrosas o arenosas (las formaciones Borrachón, Santed y Castillejo) y dos cuarcíticas (las formaciones Dere y la Cuarcita Armoricana). Estas formaciones contienen el registro volcánico más antiguo en la Cordillera Ibérica (Villas et al., 2011).

La susceptibilidad magnética es la capacidad que tiene un material de ser magnetizado bajo la influencia de un campo magnético débil. El estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) como indicador de la orientación preferente de minerales comenzó con Graham (1954) (en Tarling y Hrouda, 1993). La anisotropía de la susceptibilidad magnética se representa como un tensor de segundo orden y se analiza, por un lado, a partir de la orientación de los tres ejes del elipsoide ($k_{\max}$, k_{int} y $k_{\min}$) y, por otro, a partir de parámetros escalares como el valor total de la susceptibilidad magnética (K_m), la forma

del elipsoide (parámetro T , que puede ser oblató cuando T está entre 0 y 1; y prolato cuando T está entre 0 y -1) y la propia anisotropía del elipsoide (parámetro $P = k_{\max}/k_{\min}$) (Jelinek, 1977).

En este trabajo se hace un estudio magnético de estos parámetros y los resultados se comparan con un análisis estructural de la deformación varisca en un afloramiento de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, con el objetivo de analizar qué aportan los parámetros magnéticos en la caracterización de dicha deformación.

Metodología

La zona de estudio se encuentra al norte de la localidad de Cerveruela, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Fig. 1C). En ella se han tomado datos de orientación de la estratificación, foliación tectónica y lineación de intersección. Las medidas fueron tomadas durante la realización de una práctica de campo de la asignatura Geología estructural (2º

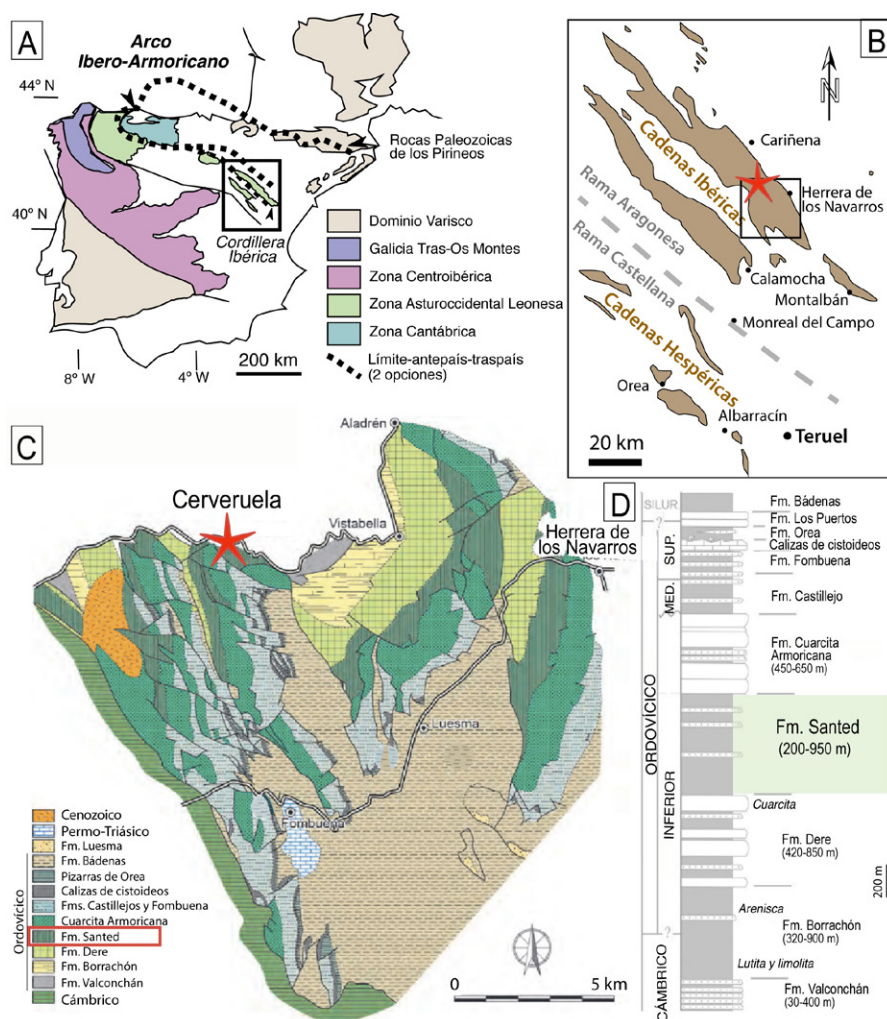


Fig. 1.- A) Mapa geológico simplificado con las zonas del Macizo Ibérico y su continuidad en la Cordillera Ibérica según Gozalo y Liñán (1998) o García-Sansegundo et al. (2011). B) Afloramientos paleozoicos en la Cordillera Ibérica. La estrella marca la localidad de Cerveruela. C) Mapa geológico de detalle del sector SE de Cerveruela (estrella), en la Rama Aragonesa (ver situación en B). D) Columna estratigráfica simplificada del Ordovícico en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. La Fm. Santed se ha señalado en verde. B), C) y D) modificadas de Villas et al. (2011). Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) Simplified geological map of the Iberian Massif zones and their continuity within the Iberian Chain according to Gozalo and Liñán (1998) or García-Sansegundo et al. (2011). B) Paleozoic outcrops of the Iberian Chain. The star marks Cerveruela locality. C) Detailed geological map of the SE sector of Cerveruela, in the Aragonese Branch of the Iberian Range (see location in B). D) Stratigraphic column of the Ordovician rocks in the Aragonese Branch. Santed Fm in green. B), C), and D) modified from Villas et al. (2011). See coloured figure on the web.

curso) del grado en Geología de la Universidad de Zaragoza en varios cursos académicos. Las medidas han sido representadas y analizadas en proyección estereográfica usando el software Stereonet (Almendinger et al., 2011).

En la zona de muestreo se han tomado dos bloques orientados en el flanco largo (CE-1, pizarra) y en la charnela (CE-2) de un pliegue decimétrico en la Formación Santed (Fig. 2A-B). En CE-2 la parte interna de la charnela es pizarra y la parte externa de la charnela es arenisca de grano grueso. Posteriormente los bloques se han cortado en muestras cúbicas de unos 8 cm³ y se ha medido la anisotropía de la susceptibilidad mag-

nética en el susceptómetro Kappabridge KLY5 (AGICO Inc.) de la Universidad de Zaragoza. La desmagnetización térmica por pasos y la IRM de tres componentes (test de Lowrie, 1998) se han realizado en la Universidad de Burgos con un magnetómetro criogénico 2G y con un horno TD48EU (ASC Scientific).

Se ha usado Anisoft para el cálculo de los parámetros y orientación de la ASM en 8 especímenes (A-H) para CE-1 (flanco largo) y 12 (A-L) para CE-2 (charnela) (Fig. 2D). La componente paleomagnética más estable se ha intentado calcular con el programa Remasoft a partir de la desmagnetización de 6 a 8 especímenes por estación.

Para realizar el test de Lowrie la muestra se ha saturado en tres ejes mutuamente perpendiculares con un "pulse magnetizer" con tres campos decrecientes y posteriormente se ha sometido a una desmagnetización térmica por pasos. No se ha podido calcular una componente paleomagnética estable en las 14 muestras analizadas.

Resultados

Las pizarras, limolitas y cuarcitas de la Formación Santed en el afloramiento estudiado muestran una serie de pliegues de escala decimétrica a métrica (Fig. 2A-B). Los pliegues tienen en las capas competentes (areniscas) una geometría normalmente circular y son relativamente isópacos. En las capas incompetentes (pizarras), en cambio, los pliegues tienen una charnela claramente engrosada (pliegues de clase 3; Ramsay, 1967) y muestran una foliación de plano axial bien desarrollada (Fig. 2B). Se trata de pliegues asimétricos, vergentes al este, con una foliación de plano axial de orientación NNW-SSE y un buzamiento medio-alto (40-70° hacia el oeste) (Fig. 2C). El flanco largo de los pliegues tiene una dirección NW-SE a WNW-ESE y suave buzamiento (30-40°) al suroeste, y el flanco corto una dirección NNE-SSW a E-W y un buzamiento similar, en ocasiones más elevados, al sureste. El análisis de la orientación de los planos de estratificación (S_0) y de foliación de plano axial (S_1) sugiere un eje de plegamiento prácticamente norte-sur (N176°E) y con suave inmersión (23°) hacia el sur. Esta orientación es compatible con la orientación de las líneas de charnela y las lineaciones de intersección entre planos de foliación y estratificación observadas y medidas en el campo, aunque estas muestran una mayor dispersión, con orientaciones entre NNW-SSE y N-S (Fig. 2C).

La fábrica magnética del material lutítico en CE-1 sigue el comportamiento esperado para fábricas donde hay un desarrollo de foliación tectónica (S_1), esto es: el eje máximo (la lineación magnética) se agrupa en la lineación de intersección (entre S_0 y S_1) y el eje mínimo se agrupa en el polo de la foliación tectónica (Fig. 3A). En el bloque tomado siguiendo la línea de charnela (CE-2), los materiales de tamaño de grano menor situados en la parte interna de la charnela presentan una orientación similar, pero es el eje k_{int} el que aparece en la lineación de intersección. El eje k_{min} es prácticamente perpendicular a la foliación tectónica (Fig. 3B). En la parte externa de la

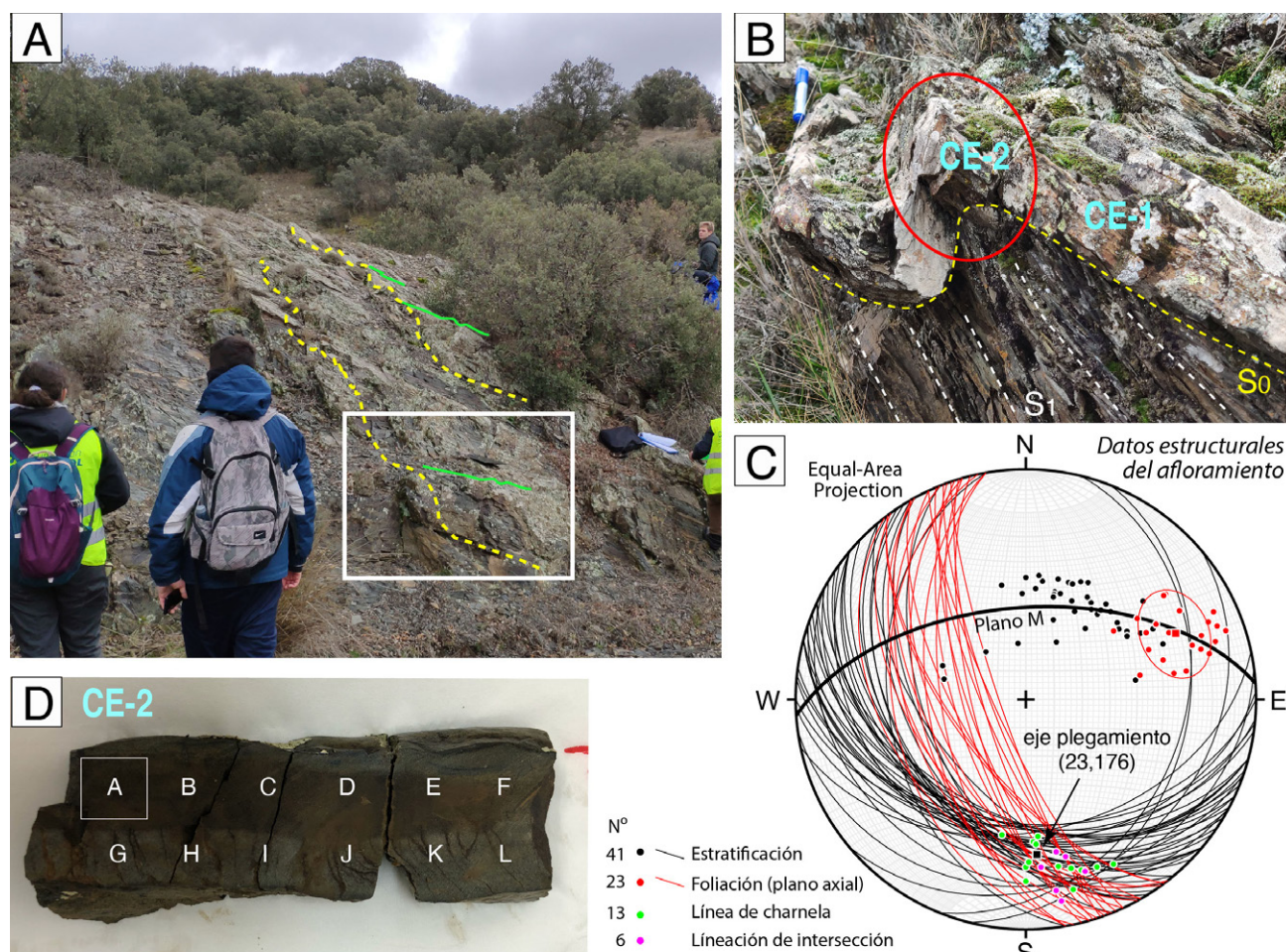


Fig. 2.- A) Imagen del afloramiento estudiado de la Formación Santed donde se ha muestreado CE-1 y CE-2 (línea amarilla discontinua: capas plegadas, línea verde: línea de charnela, inclinada hacia el sur). **B)** Detalle de uno de los pliegues con foliación de plano axial. Se muestra la localización en el flanco o charnela de las muestras. **C)** Estereograma (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de los datos estructurales medidos en el afloramiento y su interpretación. **D)** Submuestras (A-L) estudiadas en el bloque CE-2 con la diferente litología que corresponde con diferente fábrica magnética (A-F: arenisca; G-L: pizarra). Nótese el mayor desarrollo de la foliación en la pizarra. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Image of the studied outcrop of the Santed Formation where CE-1 and CE-2 have been sampled (dashed yellow line: folded layers, green line: hinge line, inclined towards the south). *B)* Detail of one of the folds with axial plane foliation. The location on the flank or hinge of the samples is shown. *C)* Stereogram (Schmidt net, lower hemisphere) of the structural data measured in the outcrop and its interpretation. *D)* Subsamples (A-L) studied in block CE-2 with the different lithology that corresponds to different magnetic fabric (A-F: sandstone; G-L: slate). Note the greater development of foliation in the slate. See coloured figure on the web.

charnela los ejes presentan mayor dispersión, $k_{\max}$ y k_{int} entre S_0 y S_1 , con $k_{\max}$ próximo a la lineación de intersección.

El test de Lowrie, que combina coercitividad y temperatura de desbloqueo en una muestra estándar por estación, ha permitido deducir la presencia de sulfuros ferromagnéticos s.l. en ambas muestras (caída de la remanencia en el eje intermedio en verde a 300 °C, Fig. 4). En CE-1 se constata la presencia de magnetita (caída de la remanencia a 500 °C en el "eje blando" en azul) y en CE-2 de hematites (caída de la remanencia a 680 °C en el "eje duro", en naranja en la Fig. 4).

Discusión y conclusiones

En las rocas del Ordovícico analizadas se infiere que la fábrica magnética

es un buen indicador de la orientación preferente de minerales afectados por deformación, en especial con el desarrollo de la foliación tectónica. Esta correspondencia es buena en rocas siliciclásticas de tamaño de grano fino, como en CE-1, donde la lineación magnética (ejes $k_{\max}$) se localiza en la lineación de intersección. Sin embargo, en las muestras de la charnela del pliegue, la relación con la deformación es algo distinta y varía entre litologías/posición. Así, las muestras de tamaño de grano más fino situadas en la parte interna de la charnela presentan los ejes k_{int} en la lineación de intersección y los ejes $k_{\min}$ próximos al polo de la foliación tectónica, mientras que las muestras de grano más grueso presentan los ejes $k_{\max}$ y k_{int} sobre el plano de estratificación y los ejes $k_{\min}$ próximos

al polo de ese plano de estratificación, algo similar a lo que ocurre en la muestra de flanco CE-1, donde los ejes están más agrupados (Figs. 2D y 3). Esto puede ser debido a un diferente desarrollo de la foliación, mucho más penetrativa en las rocas de grano fino. La diferente posición de los ejes de la fábrica magnética en uno y otro tipo de rocas podría estar reflejando procesos de refracción de la foliación que han quedado registrados también en la fábrica magnética de las rocas deformadas (Fig. 3B).

Los resultados del magnetismo de rocas indican que los minerales portadores de la remanencia son principalmente sulfuros de hierro, con predominio de magnetita en los materiales de grano fino y de hematites en los materiales de grano más grueso.

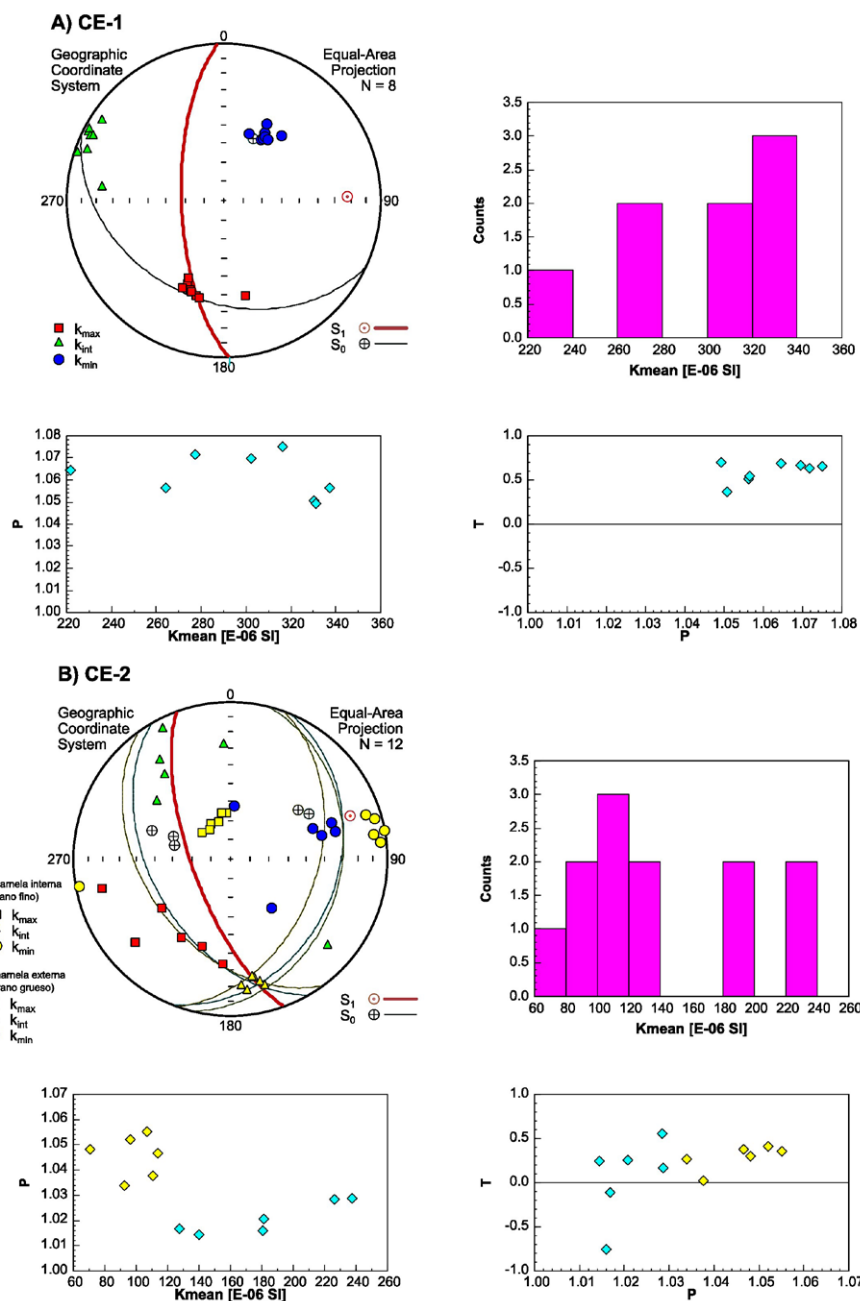


Fig. 3.- Los datos de la fábrica magnética y de los planos de estratificación (en negro) y foliación (en rojo) en proyección estereográfica, así como representación de los datos escalares Km, P y T. A) Muestra CE-1 (flanco largo). B) Muestra CE-2 (charnela); en amarillo, los especímenes de la parte más interna de la charnela de litología pizarrosa. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Magnetic fabric data and the stratification (in black) and foliation (in red) planes in stereographic projection, as well as representation of the scalars Km, P and T. A) Sample CE-1 (long limb). B) Sample CE-2 (hinge zone); in yellow, the specimens from the innermost part of the hinge of shaly lithology. See coloured figure on the web.

Contribución de los autores

B. Oliva. Adquisición y análisis de datos magnéticos. C. Liesa. Adquisición de datos estructurales, en colaboración con estudiantes del grado en Geología, y su análisis e interpretación. La redacción y realización de las figuras ha sido desarrollada de manera conjunta entre los dos primeros coautores.

Agradecimientos y financiación

Agradecemos al personal investigador del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos por facilitar el uso del laboratorio. Esta investigación ha sido financiada por el Gobierno de Aragón (E32_23R: Grupo GEOtransfer. Investigación para la Ciencia y la Sociedad).

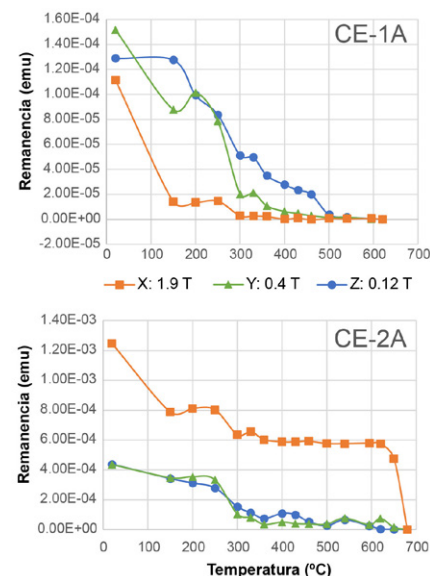


Fig. 4.- Resultados del test de Lowrie en las muestras CE-1A (pizarra) y CE-2A (arenisca de grano grueso y pizarra). Ver figura en color en la web.

Fig. 4. The Lowrie test results of the samples CE-1A (silty) and CE-2A (coarse grain sandstone). See coloured figure on the web.

Referencias

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N. y Fisher, D.M. (2011). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press, Cambridge.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L. y Clariana, P. (2011). *Geological Society of London, Special Publications* 349, 169–184.
- Gozalo, R. y Liñán, E. (1988). *Estudios geológicos* 44(5-6), 399–404.
- <https://doi.org/10.3989/egool.88445-6556>
- Gutiérrez-Marco, J.C., Piçarra, J.M., Meireles, C.A., Cózar, P., García-Bellido, D.C., Pereira, Z., ... y Gómez-Barreiro, J. (2019). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 2: The Variscan Cycle*, 75–98.
- Jelinek, V. (1977). *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application*. Geofyzika, Brno, 88 p.
- Lowrie, W. (1990). *Geophysical Research Letters* 17(2), 159–162.
- <https://doi.org/10.1029/GL017i002p00159>
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Tarling, D.H. y Rouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, 217 p.
- Villas, E., Vennin, E., Jiménez-Sánchez, A., Álvaro, S. Zamora J.J. y Gutiérrez-Marco, J.C. (2011). *Post-Symposium fieldtrip. 11th ISOS*.

Condicionantes variscos, extensión mesozoica e inversión cenozoica del anticlinal de Tabuenca-Rodanas (Cordillera Ibérica)

Variscan controls, Mesozoic extension and Cenozoic inversion of the Tabuenca – Rodanas anticline (Iberian Chain)

Raúl Lázaro-González*, Antonio Casas Sainz y Carlos L. Liesa

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

raulazarouni@gmail.com, acasas@unizar.es, carluis@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Tabuenca – Rodanas anticline is a NW-SE structure located in the northern sector of the Aragonese Branch of the Iberian Chain. It is composed by a wide variety of Palaeozoic and Mesozoic materials. The structures found in this area are the result of three tectonic stages. Firstly, the basement was folded during the Variscan orogeny, this same stage giving rise to NW-SE anticlines and synclines due to N-S or NE-SW compression. The Late Variscan evolution is recorded in kilometric NW-SE faults that compartmentalise the Paleozoic basement and the formation of Permian extensional basins. The Mesozoic rifting stage is recorded in the formation of large NW-SE faults bounding Triassic basins and in the fracturing of the materials, giving two directions of extension, NE-SW and NW-SE. Finally, the Alpine orogeny is reflected by the reactivation of faults and the formation of NW-SE folds due to NE-SW compression.

Key-words: Anticline, Compression, Extension, Iberian Chain, Variscan Orogeny.

RESUMEN

El anticlinal de Tabuenca – Rodanas es una estructura NW-SE situada en el sector septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Está compuesto por una gran variedad de materiales paleozoicos y mesozoicos. Las estructuras de esta zona son el resultado de tres etapas tectónicas. En primer lugar, el basamento se plegó durante la orogenia varisca, dando lugar a anticlinales y sinclinales NW-SE debido a la compresión N-S o NE-SW. La evolución del Varisco tardío queda registrada en fallas kilométricas NW-SE que compartimentan el basamento paleozoico y en la formación de cuencas transtensivas pérmicas. La etapa de rifting mesozoico se registra en la formación de grandes fallas NW-SE que delimitan las cuencas triásicas y en la fracturación de los materiales, dando dos direcciones de extensión, NE-SW y NW-SE. Por último, durante la orogenia alpina se produce la inversión de las fallas y la formación de pliegues NW-SE debidos a la compresión NE-SW.

Palabras clave: Anticlinal, Compresión, Extensión, Cordillera Ibérica, Orogenia Varisca.

Geogaceta, 77 (2025), 11-14

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108662>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

El borde norte de la Cordillera Ibérica en su sector noroccidental (Rama Aragonesa) está compuesto por una serie de anticlinales de longitud de onda y longitud kilométrica. Su dirección es generalmente NW-SE y están definidos por una cobertura mesozoica parcialmente cubierta por los sedimentos cenozoicos de la cuenca del Ebro. La arquitectura interna de estas estructuras es en muchos casos compleja, combinando la existencia de fallas normales mesozoicas, probablemente relacionadas con el borde norte de la cuenca Ibérica, con estructuras compresivas formadas durante la compresión alpina (San Román y Aurell, 1992; Lendínez *et al.*, 2006) y cuyo exponente más importante es el cabalgamiento noribérico, que no aflora en la zona de estudio (Lendínez *et al.*, 2006). El objetivo principal de este estudio

es caracterizar la estructura pre-alpina, las estructuras extensionales mesozoicas y las compresivas cenozoicas de una de las grandes estructuras localizadas próximas al borde norte de la Cordillera Ibérica, a partir de observaciones macro y mesoestructurales, y proponer un modelo evolutivo. El interés radica en que esta estructura (a pesar de que las condiciones de afloramiento no son óptimas) constituye la más importante dentro del grupo de anticlinales, con geometría irregular, que definen el borde norte de la Rama Aragonesa en este sector.

Situación geológica

El anticlinal de Tabuenca-Rodanas forma parte de un conjunto de estructuras de dirección NW-SE que pertenecen al extremo oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, próximo a la

cuenca del Ebro (Fig. 1A). La estructura está compuesta de un núcleo de materiales devónicos plegados y fracturados, sobre los que se disponen discordantemente materiales pérmicos autunienses y saxonienses, y triásicos en facies germánica (Fig. 1B). De manera suprayacente y discordante aflora la serie jurásica, además de materiales conglomeráticos cenozoicos y aluviales cuaternarios. El núcleo de dicho anticlinal se encuentra segmentado debido a la presencia de fallas de dirección NW-SE y también por pliegues menores (Fig. 1A).

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

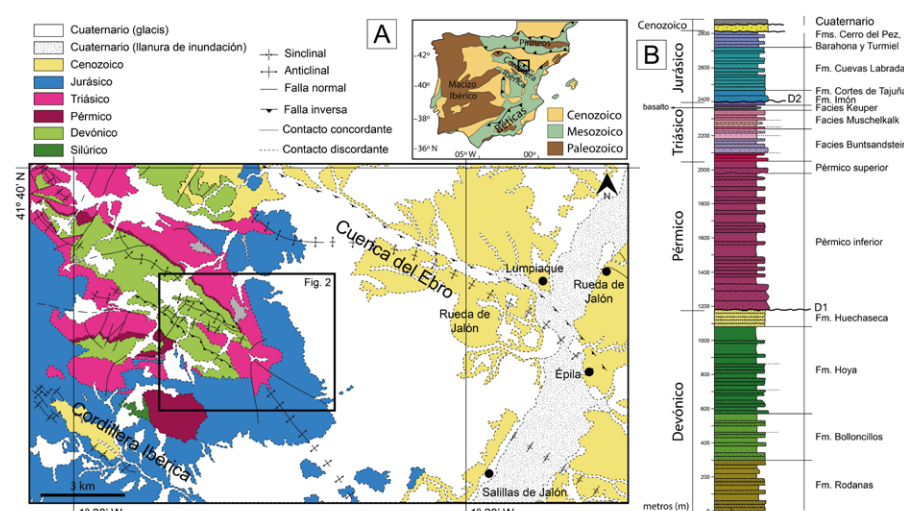


Fig. 1.- (A) Mapa geológico y situación (recuadro) del anticlinal de Tabuenca-Rodanas (modificado de Lendínez et al., 2006) y su localización en Iberia (modificado de Liesa et al., 2018). (B) Columna estratigráfica esquemática de la zona de estudio (basada en Arribas et al., 1985; Pardo et al., 2005 y Lendínez et al., 2006). Ver figura a color en la Web.

Fig. 1.- (A) Geological mapping and location of the Tabuenca-Rodanas anticline (modified from Lendínez et al., 2006) and its location in Iberia (modified from Liesa et al., 2018). (B) Schematic stratigraphic log of the study area (based on Arribas et al., 1985; Pardo et al., 2005 and Lendínez et al., 2006). See colour figure on the Web.

estudiado varios afloramientos en detalle, tomándose datos de estratificación, planos de falla mayores y menores, y diaclasas. Los datos estructurales fueron analizados con el software Stereonet (Allmendinger et al., 2013). Estas observaciones, junto a los datos de cartografías previas (Lendínez et al., 2006) han permitido realizar tres cortes geológicos y caracterizar la estructura del anticlinal de Tabuenca-Rodanas.

Resultados

Macroestructura

El anticlinal de Tabuenca-Rodanas se compone de un núcleo paleozoico segmentado por dos cabalgamientos (El Águila y Rompesacos), de dirección NW-SE y suave buzamiento (30-40°) al suroeste, que afectan únicamente a los materiales paleozoicos y definen tres unidades estructurales, de suroeste a noreste (Figs. 2 y 3): escama de El Águila, escama de Rompesacos, y el autóctono relativo del Bollón. Estas escamas, prácticamente compuestas por la serie devónica, poseen en su interior pliegues (anticlinales de bloque superior y sinclinales de bloque inferior) con dirección NW-SE similar a las fallas principales. Estos pliegues se caracterizan por una amplitud y longitud de onda hectométricas, simétricos, y clasificados como subhorizontal inclinado según Turner y Weiss (1963). Hemos interpretado que estas escamas de cabal-

gamiento relacionadas con la Orogenia Varisca (aunque algunas de ellas reactivadas) enraizan en profundidad en un despegue basal (cortes I y II; Fig. 3). El desplazamiento asociado al cabalgamiento de Rompesacos es mucho mayor (500-800 m) que el de El Águila. Ambos cabalgamientos, en los extremos sureste de su traza, se encuentran fosilizados por materiales discordantes pérmicos y triásicos, respectivamente (discontinuidad U1; Figs. 1 y 2 y cortes I y II, Fig. 3). Además de estos cabalgamientos, la estructura interna del anticlinal de Tabuenca-Rodanas está caracterizada asimismo por dos fallas normales (Falla de Monegré y Rodanas) también de dirección NW-SE y buzamiento

moderado-alto (40-70°) al suroeste. Estas fallas se sitúan sobre las escamas de cabalgamiento de El Águila y Rompesacos, respectivamente, y desplazan la discontinuidad U1. La falla normal de Monegré pone en contacto materiales pérmicos con moderado buzamiento al noreste con rocas devónicas (Fm. Bolloncillos) con similar disposición (Fig. 2 y corte I, Fig. 3) y probablemente tiene asociado un importante cambio de espesor en los materiales pérmicos. El salto vertical estimado para la falla es de 500 m. Los cambios de espesor del pérmico sugieren la existencia de una segunda falla al suroeste de la falla de Monegré (corte II; Fig. 3). La Falla de Rodanas, en la mayor parte de su traza, pone en contacto las areniscas y lutitas de la Facies Buntsandstein (tramo medio), con buzamiento al noreste y discordantes sobre la serie paleozoica, del bloque superior con el Devónico del bloque inferior (Fm. Bolloncillos) (Fig. 2 y corte II, Fig. 3). Esta falla, de salto similar a la de Monegré, probablemente creó un surco donde se depositó una mayor potencia del tramo inferior-medio de la Facies Buntsandstein. Esta falla queda cubierta por depósitos aluviales cuaternarios al noreste (corte I, Fig. 3). La estructura de plegamiento del anticlinal de Tabuenca-Rodanas sólo es evidente si observamos la estructura de la serie jurásica (Fig. 2 y corte II, Fig. 3). Mientras que la serie triásica, afectada por estas fallas normales siempre muestra buzamientos al noreste, la serie jurásica, en cambio, si muestra dos flancos de un pliegue suave que tiene una amplia zona de charnela y una suave inmersión hacia el sureste (Fig. 2).

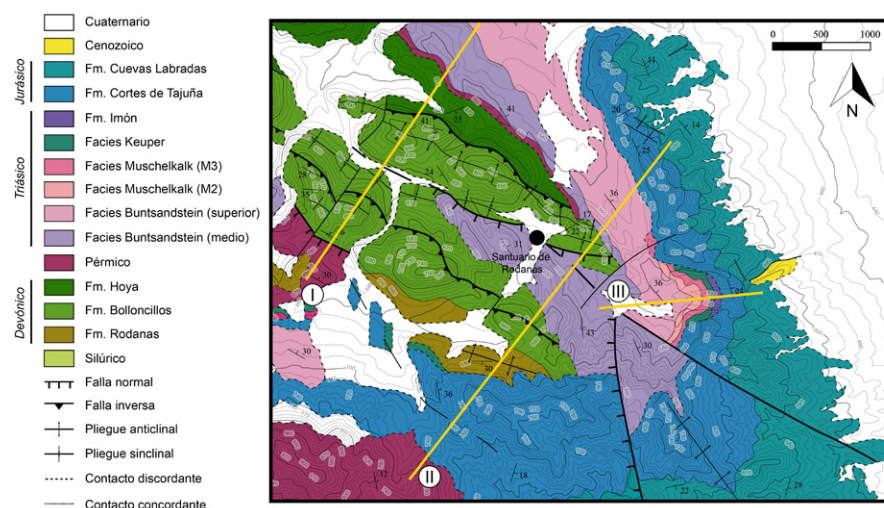


Fig. 2.- Cartografía de la terminación oriental del anticlinal de Tabuenca-Rodanas (ver localización en Fig. 1A). Ver figura a color en la web.

Fig. 2.- Cartography and geological sections of the eastern termination of the Tabuenca-Rodanas anticline (see location in Fig. 1A). See colour figure on the web.

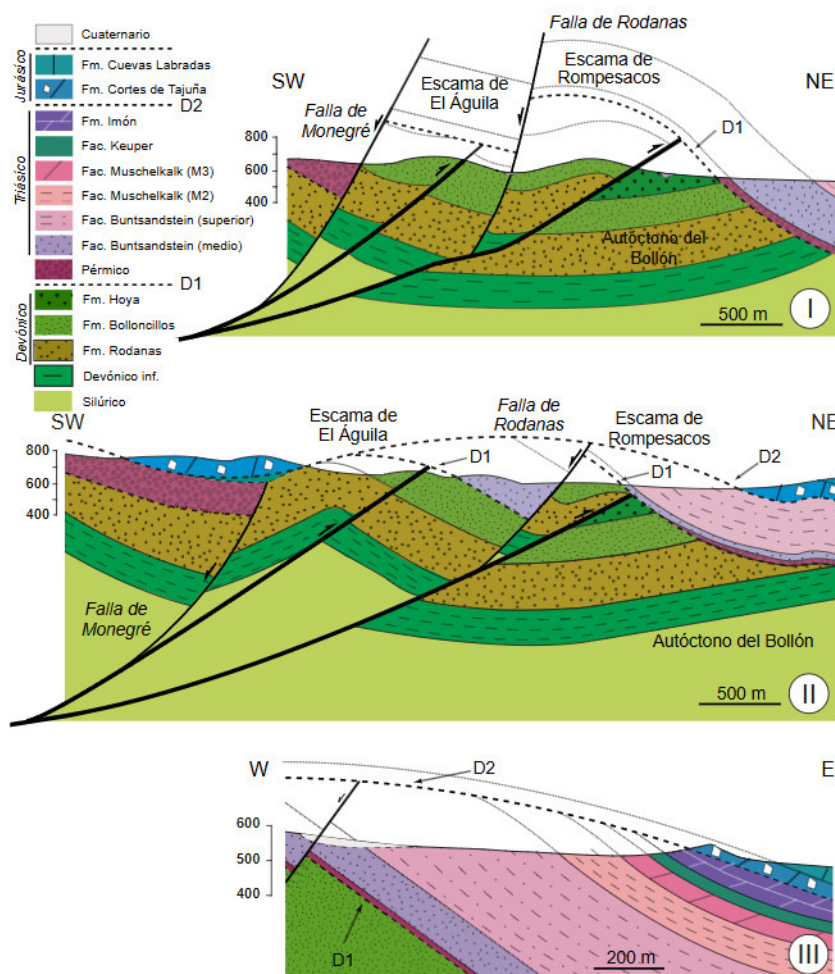


Fig. 3.- Cortes geológicos de la terminación oriental del anticlinal de Tabuena-Rodanas (ver localización en Fig. 2). Ver figura a color en la web.

Fig. 3- Geological sections of the eastern termination of the Tabuena-Rodanas anticline (see location in Fig. 2). See colour figure on the web.

Discordancias

Entre los materiales devónicos que se encuentran plegados y distribuidos en escamas de cabalgamiento y los materiales mesozoicos que se disponen de manera suprayacente con una tendencia monoclin NE (35-40°) se encuentra una discontinuidad Permotriásica – Paleozoica (U1; Figs. 1B y 2) de carácter angular. La presencia de esta discordancia entre materiales pérmicos y silúricos ya ha sido recogida en la bibliografía (Lendínez *et al.*, 2006). Al norte de la zona, los materiales del Pérmico se apoyan sobre la Fm. Hoya (Fig. 2 y corte I); conforme seguimos esta discordancia hacia el sur vemos que los materiales del tramo medio de las facies Buntsandstein, dispuestos en aparente concordancia con el Pérmico, pasan a apoyarse sobre la Fm. Bolloncillos, indicando una geometría en *onlap* (Fig. 2 y sector norte del corte II).

Por otro lado, tenemos la discontinuidad del Jurásico – Triásico (U2; Figs. 1B, 2

y 3), la cual se encuentra al este y sur de la zona. Al este de la zona (Fig. 2 y corte III en Fig. 3), esta discontinuidad se caracteriza por la superposición discordante de la base de la serie jurásica, las brechas de Cortes de Tajuña, sobre distintos materiales de la serie triásica en facies germánica (facies Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Fm. Imón). Ambos materiales poseen aproximadamente la misma dirección NW-SE, pero el buzamiento es mayor en los materiales triásicos infrayacentes (36°) que en los jurásicos suprayacentes (22°). Este cambio se da bruscamente, no de forma gradual. Conforme seguimos la discordancia hacia el sur vemos cómo los materiales sobre los que se apoyan los jurásicos van variando, pasando del tramo superior del Buntsandstein hasta la Fm. Imón (corte III, Fig. 3). Al sur, la Fm. Cortes de Tajuña se apoya en discordancia angular directamente sobre los materiales devónicos (Fms. Bolloncillos y Rodanas) y el Pérmico, y fosiliza asimismo la falla normal de Monegré (parte SW del Corte II, Fig. 3).

Fracturas

Los materiales paleozoicos se encuentran muy fracturados, distinguiéndose cuatro familias de fracturas: N-S, NE-SW (aprox. 30°), E-W y NW-SE (aprox. 140°) (Fig. 4A).

En los materiales triásicos se distinguen tres familias de fracturas: NE-SW, N-S y E-W (Fig. 4B). Interpretadas como grietas extensionales, estas direcciones proporcionan tres orientaciones de extensión: NW-SE, N-S y E-W. En los materiales jurásicos, principalmente en las Fms. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas se encuentran dos familias de fracturas, NNE-SSW y NE-SW (Fig. 4C), que proporcionan una dirección de extensión principal NW-SE. Por otro lado, en estos materiales también están presentes juntas de extensión con relleno de carácter masivo o en forma de drusa. Estas juntas se dividen en dos familias de dirección NE-SW y NNW-SSE (Fig. 3C) ambas con alto buzamiento. Estas proporcionan dos direcciones de extensión, NW-SE y ENE-WSW. Esta dirección también se puede determinar debido a la morfología de las paredes de las fracturas.

Interpretación y discusión

El estudio macroestructural y a nivel de afloramiento del anticlinal de Tabuena – Rodanas sugiere que en primer lugar se produjo el depósito de materiales detríticos que componen las diferentes formaciones silúricas y devónicas que se verían afectadas por la fase D2 de la Orogenia Varisca (Gibbons y Moreno, 2002). Esta etapa compresiva, de dirección NNE-SSW a NE-SW daría lugar a pliegues y a dos cabalgamientos de dirección NW-SE (Fig. 2) que compartimentarían la zona, con desplazamientos inferiores a 1 km hacia el noreste. Durante el Pérmico y el Triásico (Fac. Buntsandstein) se daría el depósito de materiales aluviales y fluviales, discordantes sobre el Paleozoico (U1) seguido de materiales carbonatados de las facies Muschelkalk debido a las variaciones del nivel del mar, materiales evaporíticos de las facies Keuper y materiales carbonatados de la Fm. Imón (Gibbons y Moreno, 2002). La región estaría sometida a un campo de esfuerzos extensional que daría lugar a la formación de al menos dos nuevas fallas normales (Monegré y Rodanas) de dirección NW-SE. El paralelismo de estas fallas con los cabalgamientos de El Águila y Rompesacos sugiere que en profundidad se enraízan probablemente en los cabalgamientos va-

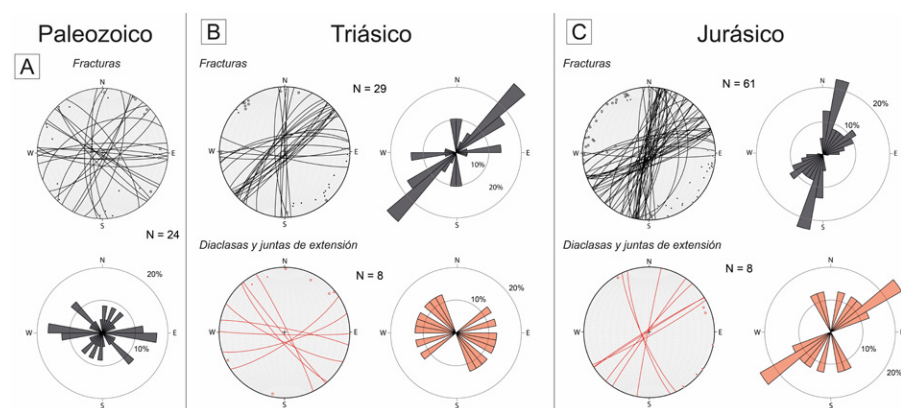


Fig. 4.- Estereogramas y diagramas en rosa de planos de fractura, diaclasas y juntas de extensión (restituidas) medidas en el Paleozoico (A), Triásico (B) y Jurásico (C). Ver figura en color en la web.

Fig. 4.- Stereoplots and rose diagrams of fracture planes, joints and tension gashes (bedding restored to the horizontal) measured in Paleozoic (A), Triassic (B) and Jurassic (C). See colour figure on the web.

ricos, lo cual indica la reactivación (inversión negativa) del segmento inferior de los mismos durante la extensión (cortes I y II, Fig. 3). Ello dio lugar a surcos donde se produjo el depósito de una mayor potencia de materiales pérmicos y triásicos, en torno a 300-400 m dependiendo de la zona. Además de la dirección de extensión principal NE-SW asociada a las fallas principales, la formación de fallas normales conjugadas y diaclasas en materiales triásicos también evidencian una extensión secundaria NW-SE (Fig. 4B) que concuerdan con la dirección del rifting del Pérmico-Triásico en la Cordillera Ibérica (Gibbons y Moreno, 2002). Estas direcciones de distensión también quedan reflejadas en zonas cercanas como en la cubeta de Morés (Lázaro-González y Liesa, 2024).

A este periodo extensional se le asocia la intrusión de materiales basálticos en el Triásico superior (Facies Keuper) de la zona, así como sino también en otras partes del sector del Moncayo y de Cameros (Sanz *et al.*, 2013). También la discordancia triásica-jurásica (U2), que supondría el periodo de realce de la actividad tectónica durante el Triásico final-Jurásico basal y que dio lugar al desarrollo de fallas lítricas y al basculamiento y erosión diferencial y a que las brechas de Cortes de Tajuña se apoyen en discordancia angular sobre distintas unidades triásicas y paleozoicas (San Román y Aurell, 1992).

Las unidades mesozoicas, especialmente las jurásicas, definen más fielmente la estructura del anticlinal de Tabuenca-Rodanas, pliegue que también afecta a los materiales cenozoicos de la cuenca del Ebro (Lendínez *et al.*, 2006). La formación de este pliegue debe relacionarse con la etapa compresiva asociada a la Orogenia Alpina, probablemente con la compresión

NE-SW que dio lugar a la estructura principal de la Cordillera Ibérica (Gibbons y Moreno, 2002; Liesa *et al.*, 2018).

Conclusiones

El estudio estructural realizado en la terminación oriental del anticlinal de Tabuenca-Rodanas refleja las principales etapas evolutivas de la Cordillera Ibérica (orogenia varisca, rifting mesozoico y compresión alpina). Se ha determinado una estructura en anticlinal complejo con un núcleo paleozoico plegado y segmentado por dos cabalgamientos de escala kilométrica de dirección NW-SE, sobre la que se dispone discordantemente una cobertera mesozoica afectada por dos fallas normales principales, nucleadas y despegadas en el bloque superior de los dos cabalgamientos variscos, y formando un pliegue principal, el anticlinal de Tabuenca-Rodanas.

El modelo evolutivo para dicha zona incluye en primer lugar, una etapa compresiva NE-SW que corresponde a la Orogenia Varisca y que queda reflejada en pliegues y cabalgamientos de dirección NW-SE, posteriormente arrasados por la discontinuidad U1. Posteriormente, durante el Pérmico y el Mesozoico tuvo lugar una etapa de extensión con una dirección de extensión principal, NE-SW, que queda reflejada en la formación de dos fallas normales (fallas de Monegré y Rodanas), a las que se asocian cambios de espesor en el Pérmico y Triásico (Fac. Buntsandstein), respectivamente, y en el desarrollo de la discordancia de la base del Jurásico (U2). Finalmente, durante el Cenozoico, se daría una segunda etapa compresiva de dirección NE-SW que daría lugar al anticlinal de Tabuenca-Rodanas y al plegamiento de la compleja estructura que lo conforma, así como probablemente

a la reactivación de algunas de las fallas anteriores, aunque no de los cabalgamientos variscos.

Contribución de los autores

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

Agradecimientos

Este estudio forma parte del Trabajo Fin de Máster presentado por Raúl Lázaro González para la obtención del título de Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones por la Universidad de Zaragoza, codirigido por Antonio Casas y Carlos Liesa. Agradecemos a Rodolfo Gozalo, así como a los dos revisores, Gerardo de Vicente y Néstor Vegas, y a la editora, Concha Jiménez de Cisneros, por sus comentarios y sugerencias. Esta investigación ha sido financiada por el Gobierno de Aragón (E32_23R: Grupo GEOtransfer. Investigación 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.
- Arribas, J. (1985). *Estudios geológicos*, 41 (1-2), 47-58.
- Gibbons, W. y Moreno, T. (Eds.) (2002). *The Geology of Spain*. Geological Society of London, London, 649p.
- Lázaro-González, R. y Liesa, C.L. (2024). *Geogaceta*, 75, 39-42.
- Lendínez, A., Gonzalo, R., Cabra, P., Pérez, A., San Román, J., Ramajo, J. y Robador, A. (2006). *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 382 (Épila) y memoria*. IGME, Madrid, 163 p.
- Liesa, C.L., Casas, A.M. y Simón, J.L. (2018). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31 (2), 23-50.
- Pardo, M.V., Gozalo, R., García-Alcalde, J.L. y Liñan, E. (2005). En: *VIII Jornadas Aragonesas de Paleontología*. Zaragoza, 119-130.
- Sanz, T., Lago, M., Gil, A., Galé, C., Ramajo, J., Ubire, T., Pocoví, A., Tierz, P. y Larrea, P. (2013). *Journal of Iberian Geology*, 39 (2), 203-222.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 101-117.
- Turner, F.S. y Weiss, L.E. (1963). *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, Nueva York, 545 p.

Sobre el origen de la fracturación de dirección NE-SW en la cuenca de Aínsa-Sierras Exteriores Aragonesas (Pirineo Central)

On the origin of NE-SW fracturing in the Aínsa Basin-External Sierras (Central Pyrenees)

Lorena Bentué Lalueza^{1*}, Teresa Román Berdiel² y Antonio Casas²

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

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

mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

A fracture system found in the Aínsa basin-External Sierras (Central Pyrenees) area is here analysed. This study performs a structural analysis of fracture geometry and orientation along three stratigraphic units: The calcareous Guara Fm., the Sobrarbe Fm., and the Escanilla Fm. The general structure is characterised by a kilometer-scale monocline underlain by the South Pyrenean main thrust. The mapping and the analysis of fractures data allows to define three main sets: the first set presents a NE-SW direction, the second one a NW-SE direction and the last one a N-S direction. Kinematic indicators of the N-S set indicate a clear dextral movement, and cartographic features show that the NE-SW set is constituted by steeply-dipping normal faults with downthrown blocks to the SE. The main fracture sets (NE-SW and N-S) can be interpreted as an initially conjugate strike-slip system where the σ_1 axis is located around 020. Subsequently, these faults could be reactivated as steeply-dipping normal faults due to salt tectonics related to extrusion of the Upper Triassic towards the Naval diapir.

Key-words: Pyrenean Chain, structural analysis, monocline, conjugate faults, salt tectonics.

RESUMEN

Se analiza un sistema de fracturas en la transición entre la cuenca de Aínsa y las Sierras Exteriores (Pirineo Central). Se presenta el análisis estructural de la geometría y orientación de las fracturas a lo largo de tres unidades estratigráficas: La Fm. calcárea de Guara, la Fm. Sobrarbe y la Fm. Escanilla. La estructura general se caracteriza por un monoclinial de escala kilométrica infrayacente al cabalgamiento surpirenaico. La cartografía y el análisis de la fracturación permiten definir tres conjuntos principales: el primero presenta una dirección NE-SW, el segundo una dirección NW-SE y el último una dirección N-S. Los indicadores cinemáticos del conjunto N-S indican un claro movimiento dextral, y los rasgos cartográficos muestran que el conjunto NE-SW está constituido por fallas normales de fuerte buzamiento con bloques hundidos hacia el SE. Los principales conjuntos de fracturas (NE-SW y N-S) pueden interpretarse como un sistema de fallas conjugadas inicialmente direccionales en el que el eje σ_1 se sitúa alrededor de 020. Posteriormente, estas fallas podrían haberse reactivado como normales debido a la tectónica salina relacionada con la extrusión del Triásico Superior hacia el diapiro de Naval.

Palabras clave: Cordillera Pirenaica, análisis estructural, monoclinial, fallas conjugadas, tectónica salina.

Geogaceta, 77 (2025), 15-18

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108702>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

La Cuenca de Aínsa recoge el registro sedimentario, de la tectónica Eocena Pirenaica, como así se muestra en numerosas publicaciones (Mochales *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2018, entre otros). En esta zona aparecen evidencias tanto de actividad diápirica (Santolaria, 2015), como compresiva (Muñoz *et al.*, 2018). Sin embargo, a excepción del trabajo realizado por Santolaria *et al.* (2015), ningún otro estudio se ha centrado en detalle en el patrón de fracturación distintivo de esta zona que presenta una orientación predominante NE-SW, en el sector SW de la cuenca, en la zona de contacto con las Sierras Exteriores.

La zona estudiada (Fig.1) comprende una superficie de 33 km² y se sitúa dentro del Geoparque Mundial UNESCO Sobrarbe-Pirineos, el Parque Natural de la Sierra y los Cañones de Guara y el Parque Cultural del Río Vero, dentro de los límites del municipio de Bárcabo en la Comarca de Sobrarbe, provincia de Huesca. Las estructuras principales que la circundan son el anticlinal de Boltaña, el sinclinal de Buil y el diapiro de Naval.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar la variación de los patrones direccionales de la fracturación, tanto de diaclasas (fracturas sin desplazamiento) como fallas (fracturas con desplazamiento) a lo largo de diferentes unidades estratigráficas pertenecientes al Eoceno medio y Oligoceno. A partir del análisis

de la orientación y distribución de las fracturas tanto a escala de afloramiento como a escala cartográfica se establecerá un modelo evolutivo de la estructura de la zona. Este modelo está enmarcado dentro del emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central (USPC).

Marco geológico

El área de estudio se encuentra en el sector central de la Cordillera Pirenaica, concretamente en la transición entre la USPC y las Sierras Exteriores. En la zona occidental de la USPC se identifica un área donde los pliegues presentan una dirección característica N-S como los anticlinales de Mediano, Boltaña y Balzed (Fig.1).

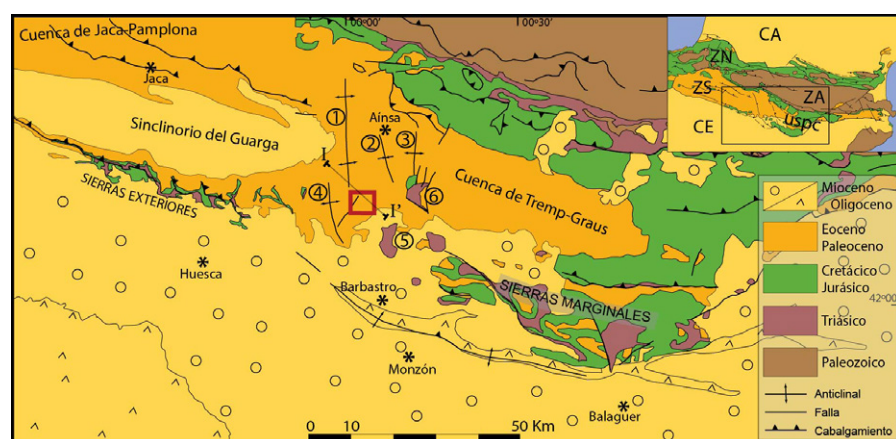


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del sector central de la Zona Surpirenaica con la situación del área de estudio (recuadro rojo), del corte geológico general (I-I') ilustrado en la figura 2ª, y de las principales estructuras que la caracterizan (1: Anticlinal de Boltaña, 2: Sinclinal de Buil, 3: Anticlinal de Mediano, 4: Anticlinal del Balzed, 5: diapiro de Naval, 6: diapiro de Clamosa). En el recuadro superior derecho se muestra su localización en el contexto de la Cordillera Pirenaica; CA: Cuenca de Aquitania, ZN: Zona Norpirenaica, ZA: Zona Axial, ZS: Zona Surpirenaica, uspc: unidad surpirenaica central, CE: Cuenca del Ebro (modificado de Román-Berdiel y Santolaria Otín, 2012). Ver figura en color en la versión web.

Fig. 1.- Simplified geological map of the central sector of the South Pyrenean Zone with the situation of the study area (red box), the general cross-section (I-I') illustrated in figure 2A, and the main structures that characterize the area (1: Boltaña Anticline, 2: Buil Syncline, 3: Mediano Anticline, 4: Balzed Anticline, 5: Naval diapir, 6: Clamosa diapir). We also show (inset) its location in the context of the Pyrenean Cordillera; CA: Aquitaine Basin, ZN: North Pyrenean Zone, ZA: Axial Zone, ZS: South Pyrenean Zone, uspc: central South Pyrenean unit, CE: Ebro Basin (modified from Román-Berdiel and Santolaria Otín, 2012). See color figure in the online version.

El registro sedimentario en la zona de estudio incluye: 1) Calizas de Boltaña-2, conformadas por calizas bioclásticas y arenosas de carácter marino, que afloran en la terminación periclinal del anticlinal de Boltaña (Samsó *et al.*, 2015). 2) Fm. San Vicente constituida por margas y lutitas, y la Unidad Guara inferior constituida por calizas margosas con gran abundancia de nummulites (Samsó *et al.*, 2015). 3) Unidad Guara Media-1, constituida por dos secuencias transgresivas-regresivas de facies carbonatadas de plataforma (Barnolas y Gil-Peña, 2001). 4) Facies transicionales del Mb. Paúles de la Fm. San Vicente constituidas por margas y calizas. 5) Las tres siguientes unidades, Margas de Arcusa, Areniscas y margas y, por último, Margas azules, arcillas ocreas y capas de areniscas; constituyen la denominada Fm. Sobrarbe (De Federico, 1981). 6) Sedimentos de carácter fluvial conformados por la Fm. Escanilla, constituida por niveles de arcillas rojas con algunos canales conglomeráticos y arenosos intercalados.

Metodología

Utilizando como base las cartografías de Puigdefábregas (1975) y Soto y Casas (2001), se ha realizado un análisis foto-geológico de la fracturación. El trabajo de campo consistió en la toma de datos de tipo estructural, que incluyen planos

de estratificación (S_0), fallas y diaclasas. Esta información fue trasladada al sistema de información geográfica QGIS 3.20.3, plataforma que también se utilizó para la digitalización de la nueva cartografía geológica, a partir de la cual se realizaron dos cortes geológicos, uno en detalle y otro general (Fig.2). Además, se ha utilizado el software estadístico ImageJ para realizar un análisis de imagen y determinar y cuantificar las orientaciones dominantes de la fracturación y compararla con los resultados obtenidos a partir de los datos medidos en campo. Para el análisis direccional de los datos se ha utilizado el software Stereonet 11.3.7.

Resultados

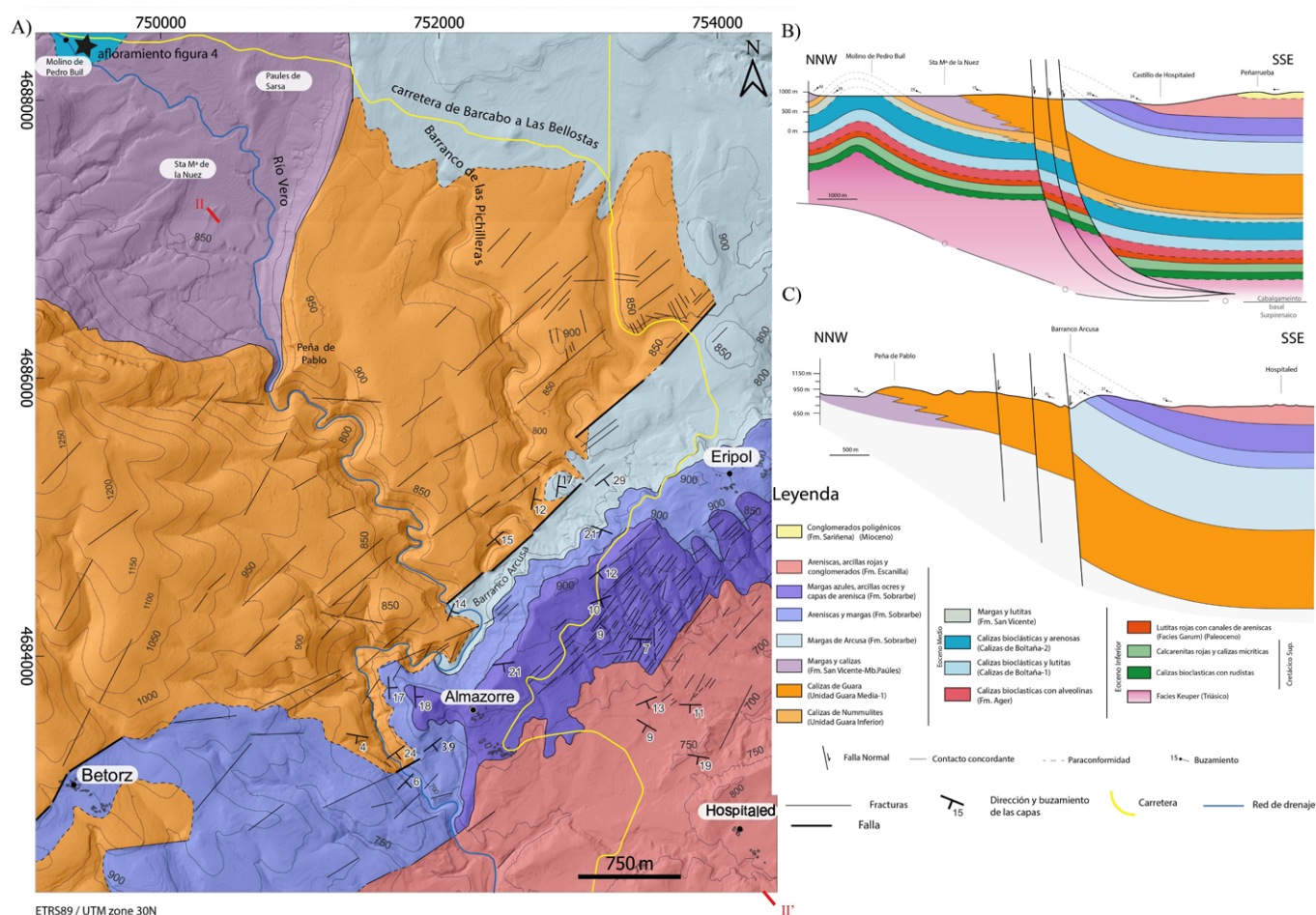
En la cartografía geológica realizada (Fig.2A) se pueden distinguir tres dominios litológicos: 1) el formado por las calizas de plataforma de Guara, 2) el conformado por la Fm. Sobrarbe y, 3) la Fm. Escanilla de carácter transicional. Los tres dominios presentan buzamientos entre 15°-20° al SE, y además están afectados por el mismo patrón de fracturación de dirección NE-SW. Por otro lado, la densidad de fracturación difiere, siendo menor en las margas de Arcusa y mayor en las margas azules, arcillas ocreas y capas de areniscas de la Fm. Sobrarbe.

El corte geológico I-I' (Fig.2B) excede

los límites de la zona de estudio con el fin de caracterizar la estructura general de la zona de las Sierras Exteriores-Cuenca de Aínsa. En este se puede observar, de NNW a SSE, la terminación periclinal del anticlinal de Boltaña cuyo núcleo está formado por la unidad de las Calizas de Boltaña-2, que hacia el E presentan un buzamiento suave. Hacia el SSE, se dispone mediante paraconformidad la Fm. San Vicente. Sobre esta se encuentra de manera concordante la Unidad Guara inferior con buzamientos hacia el SE. En las inmediaciones de Sta Mª de la Nuez se disponen concordantemente el Mb. Paúles de la Fm. San Vicente. Hacia el SE el Mb. Paúles pasa mediante un cambio lateral de facies a las calizas de la Unidad Guara Media-1. Estas presentan una potencia variable en ocasiones superior a los 1000 m con buzamiento al SE. En la zona central sobre las calizas de Guara se observan tres fallas principales de carácter normal con plano vertical en superficie, y quizá disminuyendo en profundidad. La falla más oriental genera un salto estratigráfico del orden de 750 m. En profundidad el plano de falla probablemente enraíza en un nivel de despegue (que consideramos situado en las facies Keuper del Triásico superior). En la zona SSE se observa un importante monoclinall que caracteriza la zona de estudio donde afloran las tres unidades de la Fm. Sobrarbe. Sobre esta última, continuando hacia el SE, se dispone de manera concordante la Fm. Escanilla.

El corte II-II' (Fig.2C), de orientación NNW-SSE, muestra con mayor detalle el monoclinall que caracteriza la estructura del área estudiada.

Se han cartografiado un total de 245 fracturas, dando un máximo de dirección de N040 a N050. Las familias con menor representación están en torno a N-S y 110 (Fig.3B, D). A partir de las 395 medidas de fracturas tomadas en campo (Fig.3A, C) también se observa que la familia dominante es la NE-SW con un rango de direcciones de 030 a 050. La segunda familia mejor representada es la familia de dirección 130 a 140 (NW-SE) y la tercera familia presenta un rango de direcciones de 170-010 (N-S). El análisis de imagen evidencia que las fracturas de dirección 080, 130 y 150 no se han cartografiado, pero si han sido reconocidas en campo con 49 medidas, lo que indica que su desarrollo es menor que el de la familia principal. Las fracturas de la familia dominante NE-SW se pueden dividir en dos subfamilias, una con buzamien-



tos de 70°-90° SE y la segunda presenta buzamientos de 60°-90° NW. La familia NW-SE, presenta buzamientos muy altos a subverticales hacia el SW, aunque se reconoce algún plano que presenta un buzamiento medio de 50° NE. La tercera familia N-S presenta un buzamiento medio de 70°W.

Los indicadores cinemáticos sobre las estructuras son muy escasos. En las inmediaciones del molino de Pedro Buil, en el límite norte de la zona de estudio (Fig.2A), se ha encontrado un afloramiento con varios sistemas de fallas afectando a las calizas bioclásticas y arenosas de la unidad de Calizas de Boltaña-2. Las fallas mejor definidas presentan direcciones N-S y NE-SW. Sobre las fallas de alto buzamiento de dirección N-S se reconocen estructuras S-C (Fig.4A) que han permitido calcular una dirección de movimiento (Fig.4B) dextro-normal de bajo cabeceo. Las fallas con estrías tienen sentido de movimiento similar (Fig.4C), incluyendo planos de fuerte buzamiento y buzamiento intermedio hacia el SE.

Discusión y conclusiones

En la zona de estudio la estratificación presenta buzamientos de entre 15°-20° S y SE, exceptuando afloramientos concretos donde se ha registrado un buzamiento de 39° asociado a una falla normal. Esta tendencia general es debida a que la zona de estudio se sitúa en las inmediaciones de la terminación periclinal del anticlinal de Boltaña. La cartografía de fracturas muestra una clara dominancia de la dirección NE-SW, tanto en extensión como en número. La toma de datos estructurales ha permitido dividir en dos familias esta dirección dominante. La tercera familia de fracturas presenta dirección NW-SE y buzamientos subverticales y la cuarta familia tiene una dirección N-S con buzamientos de 70°W. Este patrón de fracturas se ha registrado en la zona de estudio independientemente de la litología (calizas, margas, areniscas y conglomerados) y la edad de los materiales. A pesar de que en muchos casos no se ha podido determinar el sentido de movimiento de las fallas, se ha podido observar

un sistema conjugado con fallas N-S de fuerte componente dextra (cabeceos muy bajos) y una familia asociada de dirección NE-SW con componente normal. Una posible interpretación es que éstas dos familias sean fallas conjugadas direccionales, al menos en su origen. De las dos familias, la aproximadamente N-S sería la dextra y la NE-SW la sinestra. Así la dirección de σ_1 correspondiente estaría alrededor de 020 que coincide con la dirección de compresión en esta zona del Pirineo, como ya indicaron Martínez-Peña *et al.* (1995). Los indicadores cinemáticos encontrados en este trabajo son consistentes con esta dirección de compresión.

No obstante, el movimiento direccional de las fallas no explica el descenso de los bloques de falla hacia el SE que se observa de forma muy clara en los cortes presentados. Una de las posibles opciones para la generación de saltos de falla normales sería la existencia de un régimen transtensivo, compatible con los indicadores cinemáticos encontrados con movimiento dextro-normal y sinis-

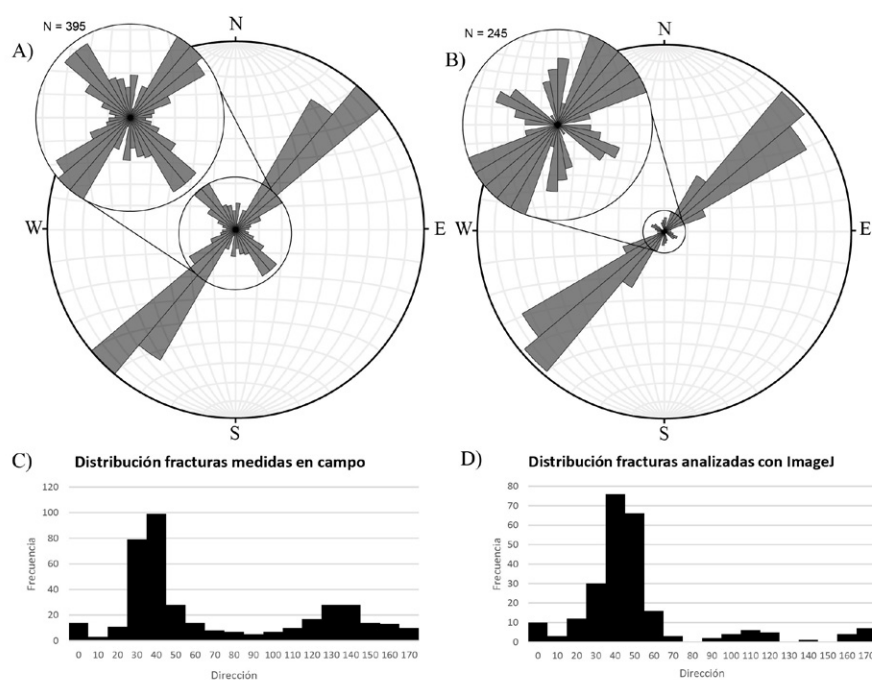


Fig. 3.- A) Diagrama en rosa de orientaciones de las fracturas/fallas medidas en campo. B) Diagrama en rosa de orientaciones de las fracturas/fallas cartografiadas en Qgis y analizadas con el software ImageJ. C) Distribución de frecuencia de direcciones de las fracturas/fallas medidas en campo. D) Distribución de frecuencias de las fracturas/fallas cartografiadas en QGIS y posteriormente analizadas con el software ImageJ.

Fig. 3.- A) Rose diagram of orientations of the fractures/faults measured in the field. B) Rose diagram of fracture/faults orientations mapped in Qgis and analyzed with ImageJ software. C) Frequency distribution of directions of fractures/faults measured in field. D) Frequency distribution of fractures/faults mapped in QGIS and subsequently analyzed with ImageJ software.

tro-normal. No obstante, en el caso de las observaciones sobre macroestructuras, no se observan fallas con salto normal conjugado que hagan descender los bloques situados al NW. Por ello, consideramos más plausible la existencia de dos etapas, una de formación de fallas de buzamiento alto con desplazamiento próximo a la horizontal y ligera componente normal, y un segundo movimiento

que produjera el descenso de los bloques orientales de las fallas. La reactivación de la familia de dirección NE-SW podría haber tenido lugar bajo un régimen extensional posterior. Sin embargo, teniendo en cuenta su cinemática, mencionada anteriormente, parece más plausible una reactivación ligada al movimiento de sales y lutitas del Triásico, ya que el diapiro de Naval (Santolaria, 2015) se encuentra

cerca de esta zona. La expulsión de material de la parte inferior podría haber dado lugar al hundimiento de los bloques que anteriormente habían sufrido un proceso de fracturación.

Contribución de los autores

B.L.: Adquisición de datos, edición, figuras, investigación/análisis.

R.B. y C.S.: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, coordinación y supervisión.

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).

Los autores agradecen los comentarios de los revisores y del editor.

Referencias

- Barnolas, A. y Gil-Peña, I. (2001). *Boletín Geológico y Minero* 112 (3), 17-38.
- De Federico, A. (1981). *Publicaciones de Geología* n° 12. Univ. Autónoma de Barcelona, 245 p.
- Martínez-Peña, B., Casas-Sainz, A.M. y Millán-Garrido, H. (1995). *Journal of the Geological Society* 152(2), 353-364. <https://doi.org/b8289z>
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. y Barnolas, A. (2012). *Journal of Structural Geology* 35, 2-16. <https://doi.org/c2sh6g>
- Muñoz (2018). *Geológica Acta* 16, 4, 439-460. <https://doi.org/m75t>
- Puigdefábregas, C. (1975). *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Pirineos 104, 188 p.
- Román-Berdiel, T. y Santolaria, P. (2012). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 20(3), 262-262.
- Samsó, J.M., Montes, M.J., Arbués, P. y Mateos, I. (2015). *Mapa Geológico de España. 1:50.000, n° 249 (Alquézar) y memoria*. IGME, Madrid, 59 p.
- Santolaria, P. (2015). *Tectónica salina y estructuras compresivas en el Pirineo centro meridional*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.
- Santolaria, P., Mochales, T., Casas Sainz, A., y Soto Marín, R. (2015). *Geogaceta* 58, 87-90.
- Soto, R. y Casas, A.M. (2001). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14, 199-211.

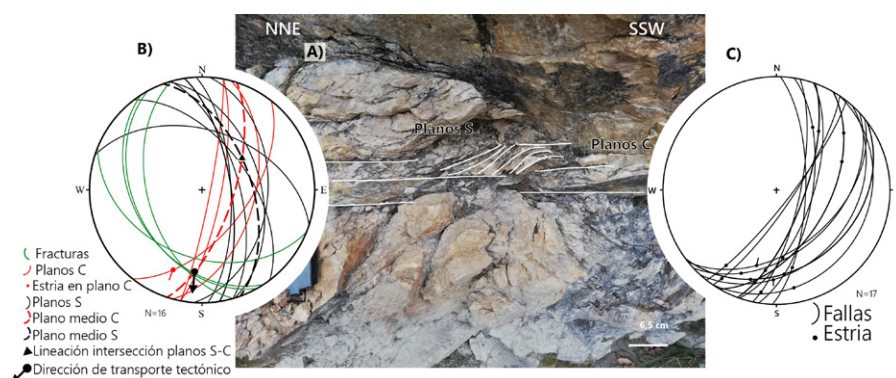


Fig. 4.- A) Fotografía interpretada de la zona de cizalla del Molino de Pedro Buil (ver situación en la figura 2) donde se observan estructuras S-C. B) Estereograma de las diferentes medidas en la zona de cizalla y cálculo de la dirección de transporte. C) Planos de falla con estrias medidas en el mismo afloramiento, sobre las calizas bioclásticas y arenosas (Calizas de Boltaña-2). Ver figura en color en la versión web.

Fig. 4.- Interpreted photograph of the shear zone of the Pedro Buil Mill (see location in figure 2) where S-C structures are observed. B) Stereonet of the different measurements in the shear zone and calculation of the transport direction. C) Fault planes with striations measured in the same outcrop, on the bioclastic and sandy limestones (Calizas de Boltaña-2). See color figure in the online version.

Medida de la fábrica magnética a partir de fragmentos irregulares orientados en un soporte cúbico mediante el puente de susceptibilidad Kappabridge

Measurement of magnetic fabrics from irregular oriented fragments in a cubic box by means of the Kappabridge

Gustavo Higuero^{1*}, Ana Simón-Muzás² y Antonio Casas²

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

ghiguero@unizar.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Grupo de investigación Geotransfer (IUCA), Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

anasimon@unizar.es, acasas@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Recent development of the KL5 Kappabridge (Agico) allows the measurement of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility of standard specimens in one position, avoiding the more time-consuming techniques of three or 15 positions in older systems. The need for regular, standard specimens (cylindrical or cubic with precise dimensions) is often a drawback for using the automated systems. This factor, in addition to the growing need of sampling fine-grained lithologies (in the case of detrital rocks) or the impossibility of sampling compact rocks by means of conventional methods (i.e. the case of fault rocks or rocks with strong fissility) led us to produce low-cost, cubic holders by means of a 3D printer. In this paper we analyze the magnetic properties of the different plastic qualities used and provide a comparison between the results obtained from standard specimens and the proposed oriented fragments technique.

Keywords: magnetic fabrics, fragments, holder, orientation, Kappabridge.

RESUMEN

Las innovaciones recientes del puente de susceptibilidad Kappabridge KL5 (Agico) permiten la medida de la anisotropía de la susceptibilidad magnética de especímenes estándar en una sola posición, ahorrando así tiempo sobre las medidas más lentas de tres posiciones, o 15 posiciones de los susceptómetros más antiguos. La necesidad de que sean especímenes estándar regulares (cúbicos o cilíndricos con medidas exactas) suele ser un inconveniente para el uso de los sistemas automatizados. Este factor, sumado a la necesidad creciente de muestreo de litologías finas (en el caso de rocas detríticas) o a la imposibilidad de muestrear rocas compactas mediante perforadoras portátiles (por ejemplo, rocas con fuerte fisibilidad) constituyen la motivación para fabricar soportes cúbicos de bajo coste mediante una impresora 3D. En este trabajo analizamos las propiedades magnéticas de los diferentes tipos (colores) de plástico utilizadas y ofrecemos una comparación entre los resultados obtenidos a partir de especímenes estándar y la técnica de fragmentos orientados propuesta.

Palabras clave: fábricas magnéticas, fragmentos, soporte, orientación, Kappabridge.

Geogaceta, 77 (2025), 19-22

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108703>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

Los avances en la medida de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) han permitido la automatización progresiva del proceso, de modo que mediante el puente de susceptibilidad magnética o Kappabridge es posible pasar de realizar la medida en 15 posiciones (por ejemplo con el Kappabridge KLY-2 y KLY-3, de Agico, República Checa) a tres (mediante los modelos KLY-3S y KLY-4 desarrollados por la misma compañía) y recientemente a una única posición para cada espécimen (modelo KLY-5, también de Agico, ver, por ejemplo, Chadima y Studynka, 2013).

El equipo Kappabridge KLY-5 de Agico para la medición de la susceptibilidad magnética exige la preparación de las muestras con una forma geométrica definida, cúbica o cilíndrica con el objetivo de ser colocada y fijada en el brazo móvil rotativo encargado de girar la muestra durante la aplicación del campo magnético inducido y el registro de la medida. Cuando las muestras están fracturadas, sin posibilidad de reconstrucción, o bien solo son fragmentos demasiado pequeños para su fijación, surgió la necesidad de disponer de un soporte realizado a medida donde situar y fijar la muestra en el brazo móvil de tal forma que permitiera su rotación sin perder su posición.

Los continuos avances en el conocimiento de la ASM de diferentes materiales geológicos han demostrado que las litologías más finas registran la deformación de manera más fiable (ver, por ejemplo, Soto *et al.*, 2009, 2022; Pueyo Anchuela *et al.*, 2010; García-Lasanta *et al.*, 2016; Simón-Muzás *et al.*, 2024). Ello comporta dificultades en las técnicas de muestreo que lleva en algunos casos a extraer directamente fragmentos de dimensiones menores de 1 cm, que pueden orientarse en el campo (aunque con cierta dificultad, dado el pequeño tamaño de muchos planos de orientación) y analizarse posteriormente en el laboratorio (Simón-Muzás *et al.*, 2024). Hasta

ahora, la medida de fragmentos irregulares se ha aplicado sobre todo a especímenes no orientados (Gracia-Puzo *et al.*, 2022; Gracia-Puzo, 2024). En estos trabajos se demuestra que la medida de la ASM es independiente de la forma de la muestra, debido precisamente al sistema de medida de las últimas generaciones de los puentes de susceptibilidad. Gracia-Puzo *et al.* (2022) proponen la colocación de la muestra en un portamuestras cilíndrico. En la propuesta que presentamos, el portamuestras es cúbico, ya que permite orientar (siempre que una de las facetas de la muestra sea plana) y aprovechar (ya que en general las muestras fragmentadas presentan caras planas) la muestra de forma más eficaz, aunque podrían diseñarse de igual manera portamuestras de tipo cilíndrico con un mismo objetivo.

Metodología

Para el diseño del soporte se ha empleado el software de diseño y modelado en 3D, de distribución libre, Blender, en su versión 3.6. Los aparatos utilizados para las medidas de la ASM fueron: i) el Kappabridge KLY-5, realizando medidas en una posición con una frecuencia de 400 Hz y campo de 1220 A/m; y ii) el Kappabridge KLY-3, realizando medidas manuales en 15 posiciones con una frecuencia de 875 Hz y campo de 596 A/m.

Para poder testear el prototipo de soporte se ha analizado la ASM en dos conjuntos de muestras. El primero correspondiente a una metapelita del Cambro-Ordovícico de la Zona Axial Pirenaica (Formación Jújols, Pirineos Catalanes) y el segundo correspondiente a una limolita roja del Pérmico (Unidad Roja Superior de la Cuenca del Cadí, Pirineos Catalanes). Estas dos litologías se han escogido porque frecuentemente presentan dificultades para su extracción mediante bloques o perforación de testigos orientados dada su fragilidad y fisibilidad. Las muestras de metapelita se han analizado en dos modalidades,

i) cubos estándares orientados y ii) fragmentos irregulares orientados dentro del soporte plástico propuesto. Ambos tipos de medidas se han realizado mediante el modelo KLY-5 del susceptómetro Kappabridge. Las muestras de limolita roja Pérmica se han medido como i) fragmentos irregulares orienta-

dos dentro de un soporte convencional de metacrilato comercial (dimensiones de 23x23x23 mm y grosor de pared 2 mm, adquiridos en ASC Scientific, proveedores de material para paleomagnetismo) y ii) como fragmentos irregulares orientados dentro del soporte propuesto. En el caso de los cubos de metacrilato las medidas se realizaron mediante el Kappabridge KLY-3 (ya que por sus dimensiones no encajan en los otros portamuestras), y las segundas mediante el Kappabridge KLY-5. Con el análisis de las metapelitas Cambro-Ordovícicas de la Fm. Jújols se pretende comparar las medidas de los cubos orientados estándares con los fragmentos (más pequeños) orientados en el soporte propuesto y en las limolitas Pérmicas comparar el soporte convencional de metacrilato con el soporte fabricado.

El diseño 3D para el soporte

Para elaborar el soporte se planteó la realización de un portamuestras cúbico de 20x20x20 mm, con un grosor de pared de 0.55 mm (el mínimo posible con la impresora utilizada, el modelo Ultimaker S5 3D Pro Bundle). El peso aproximado del cubo resultante está entre 1 g y 1,25 g, y el volumen de material destinado a fabricarlo entre 1 y 1,25 cm³, dependiendo de los parámetros de ejecución de la impresión.

Se definieron las medidas necesarias para crear un cubo hueco, abierto en la parte superior, donde una de las caras albergara una flecha que ayudara a indicar la orientación de la muestra una vez colocada en su interior (Figura 1.A,B). Se imprimió en plástico ABS a través de un archivo STL generado por Blender y denominado Prototipo 1 (Figura 1).

Curiosamente, el hueco con la silueta en forma de flecha lleva a varios problemas de impresión (especialmente en la flecha dirigida hacia abajo, Fig. 1,B). Ante este problema, y teniendo en cuenta que las muestras usadas llevan la orientación marcada en alguna de sus caras, se decidió eliminar el corte geométrico en forma de flecha en el cubo y sustituirlo por un corte rectangular que permitiera poder ver la sigla orientada de la muestra, (Fig. 1,C). La convención utilizada es que la flecha de referencia de la muestra correspondiente a la orientación (dip direction y dip) tomada en el campo quede apuntando hacia abajo (tapa inferior Fig.

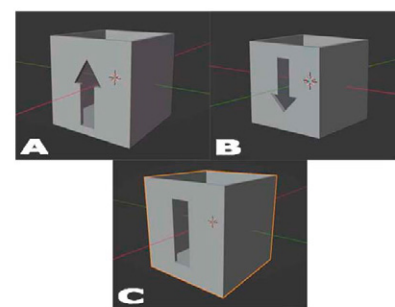


Fig.1. Los tres prototipos realizados. A. Prototipo 1. B. Prototipo 2. C. Prototipo 3. Ver figura en color en la versión web.

Fig.1. The three prototypes performed. A. Prototype 1. B. Prototype 2. C. Prototype 3. See color figure on web.

2). En la impresión los problemas de interpretación de ejes y caras que genera la flecha no se reproducen con el rectángulo y el cubo se imprime sin errores (Fig.3). Tras las comprobaciones finales relacionadas con medidas y anclaje en el equipo de medición se autorizó la impresión (Fig. 4) de las primeras doscientas unidades, con un coste neto de 0.50 €.

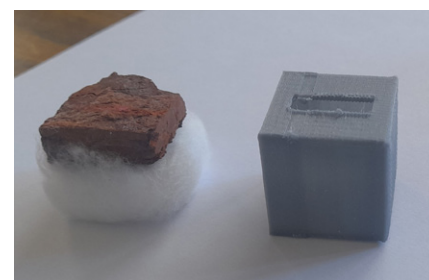


Fig. 2. Ejemplo de preparación de un fragmento irregular orientado en el soporte gris, limolita del Pérmico, con relleno de algodón evitando que se mueva en el soporte. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 2. Example of preparation of an irregular fragment on the grey cube, Permian siltstone, with cotton filling preventing it from moving within the cube. See color figure on web.

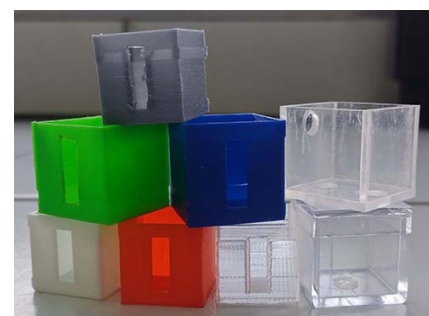


Fig.3. Cubos ABS impresos y los de polimetilmetacrilato. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 3. The printed ABS cubes and those made of polymethyl methacrylate. See color figure on web.



Fig. 4. Código QR para descarga del archivo STL.

Fig. 4. QR code to download the STL file.

Propiedades magnéticas de los soportes propuestos. Comparación con otros materiales

Las susceptibilidades magnéticas obtenidas en los soportes propuestos (3 medidas por soporte) muestran un comportamiento diamagnético con susceptibilidades negativas bajas (en valor absoluto) a muy bajas, en general con valores absolutos menores de 1×10^{-6} S.I. Los grados de anisotropía P_j se sitúan alrededor de 1.04 y los factores de forma del elipsoide magnético en el campo

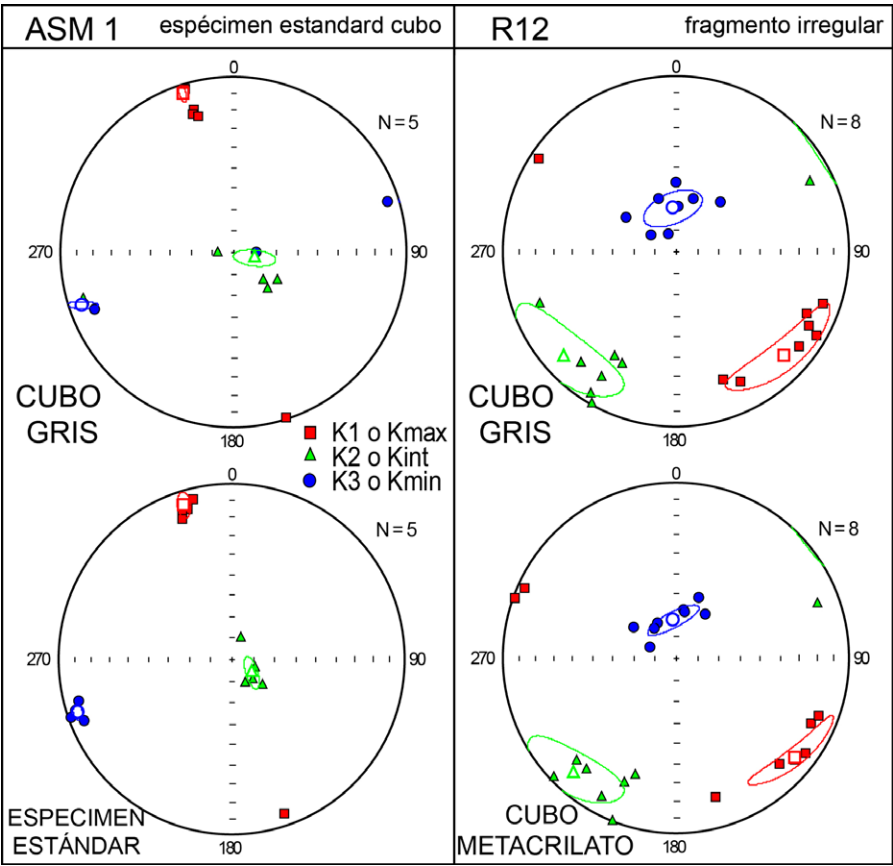


Figura 5. Fabricas magnéticas (análisis de la ASM) en coordenadas geográficas. Ejes: mayor (K1), intermedio (K2) y menor (K3) del elipsoide magnético de susceptibilidad con su eje medio y la elipse de confianza del 95%. Ver figura en color en la versión web.

Figure 5. Magnetic fabrics (ASM analysis) in geographic coordinates. Axes: maximum (K1), intermediate (K2) and minimum (K3) of the magnetic susceptibility ellipsoid with its mean axis and the 95% confidence ellipse. See color figure on web.

COLOR CUBO	Km	Km std.dev	K1	K2	K3	Pj	T
Azul	-0,692x10 ⁻⁶	0,309x10 ⁻⁶	099/03	009/09	205/81	1,15	-0,63
Blanco	-0,650x10 ⁻⁶	0,344x10 ⁻⁶	359/05	241/79	090/10	1,39	1,338
Gris	-0,260x10 ⁻⁶	0,317x10 ⁻⁶	177/04	059/82	268/07	1,307	-0,843
Naranja	-0,586x10 ⁻⁶	0,192x10 ⁻⁶	086/53	178/01	269/37	1,253	-1,995
Naranja grueso	-2,11x10 ⁻⁶	0,0000226x10 ⁻⁶	035/10	304/01	206/79	1,06	-0,443
Transparente	-0,290x10 ⁻⁶	0,0670x10 ⁻⁶	175/07	038/80	266/07	1,307	-0,483
Metacrilato sin tapa AGICO	-3,42x10 ⁻⁶	2,49x10 ⁻⁶	072/36	170/10	277/53	1,044	0,798
Metacrilato con tapa ASC	-2,90x10 ⁻⁶	0,270x10 ⁻⁶	161/63	040/14	304/22	1,022	0,198
Metacrilato octogonal AGICO	-2,43x10 ⁻⁶	0,0600x10 ⁻⁶	144/01	054/34	235/56	1,036	-0,916

Tabla 1: Propiedades de cada soporte fabricado mediante impresora 3D y pigmentos (azul, blanco, naranja, blanco, gris y comerciales de metacrilato) y con doble espesor (naranja grueso). Valor de susceptibilidad media (Km) con sus K1, K2 y K3: orientación de los ejes máximo, intermedio y mínimo del elipsoide de susceptibilidad magnética Pj: grado de anisotropía corregida. T: parámetro de forma. Ver figura en color en la versión web.

Table 1: Properties of each support manufactured using a 3D printer and pigments (blue, white, orange, white, gray and commercial methacrylate) and with double thickness (thick orange). Average susceptibility value (Km) with its K1, K2 and K3: orientation of the maximum, intermediate and minimum axes of the magnetic susceptibility ellipsoid. Pj: degree of corrected anisotropy. T: shape parameter. See color figure on web.

Estación	Tipo de soporte	Media Km estación	Pj	D. Stand.	T	Dv. Stand.	Kmax_Dec	α95	Kint_Dec
ASM1	Cubo gris	185,64x10 ⁻⁶	1,086	0,022	0,523	0,417	342/0,5	5,5/1,2	105/80
	E. estándar	156,66x10 ⁻⁶	1,08	0,004	0,686	0,06	342/0,9	8/2,4	123/79
R12	Cubo gris	244,32x10 ⁻⁶	1,064	0,008	0,651	0,116	134/15	25,3/8,5	228/13
	Cubo metacrilato	334,27x10 ⁻⁶	1,072	0,009	0,596	0,089	130/13	20,8/5,0	222/12

Tabla 2: Comparación de los parámetros Pj: grado de anisotropía corregido; T: parámetro de forma y la orientación de los ejes K1, K2 y K3: valor máximo, intermedio y mínimo del valor de susceptibilidad y su desviación estándar para cada caso. Ver figura en color en la versión web.

Table 2.: Comparison between the different parameters. Pj: corrected degree of anisotropy. T: shape parameter. K1, K2, K3, orientation of the maximum, intermediate and minimum susceptibility axes and their standard deviation in each case. See color figure on web.

triaxial (próximos a $T=0$). Una característica que se observa es que el grado de anisotropía aumenta de forma exponencial al reducirse el valor absoluto de la susceptibilidad total, de acuerdo con lo señalado por Hrouda (2004) en materiales diamagnéticos. No obstante, dado que su susceptibilidad es uno, dos o tres órdenes de magnitud menor que la de los materiales naturales su influencia en la medida final puede considerarse despreciable.

La comparación con el soporte de metacrilato (cajas cúbicas comercializadas por ASC) comerciales muestra que tanto la susceptibilidad magnética (en valor absoluto) como la anisotropía del soporte de metacrilato (cajas) comercial son más altas que las obtenidas con los soportes fabricados mediante la impresora 3D (Tabla 1).

Comparación con medidas de muestras de tamaño estándar.

La comparación de los resultados obtenidos a partir de las muestras analizadas mediante la técnica de los fragmentos orientados y de las muestras cortadas a tamaño estándar muestra unos resultados muy similares para ambas técnicas (Fig. 5 y Tabla 2), tanto en las orientaciones de los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética (K_1 , K_2 y K_3) como en los parámetros magnéticos T y P_j . El valor de la susceptibilidad media (K_m) experimenta mayores variaciones, que interpretamos como resultado de la no corrección del volumen en los especímenes "estándar". Efectivamente hemos comprobado que dichos volúmenes pueden desviarse hasta más de un 10% del valor asumido por el Kappabridge.

Los valores de desviación angular entre las orientaciones del elipsoide de susceptibilidad magnética para el espécimen medido con el soporte y el espécimen estándar son de menos de 2° para los tres ejes. La desviación mayor en declinación para el eje próximo a la vertical es aparente debido a la alta inclinación, pero el valor angular se mantiene dentro del margen citado. En el caso del cubo de metacrilato las desviaciones son algo mayores (hasta 5°), pero el resto de parámetros se mantiene constante.

Conclusiones

El modelo de soporte de plástico gris realizado mediante la impresora 3D es el ideal desde el punto de vista de sus propiedades magnéticas, y mejora considerablemente (tanto en facilidad de manejo como en el precio) las opciones existentes hasta el momento para la medida de la ASM en fragmentos irregulares de litologías frágiles y fisibles. Además, su bajo precio (50 céntimos por cubo) permite el análisis de numerosos especímenes en una misma estación, y su conservación para medidas futuras. El acabado final depende del tiempo de ejecución, y los resultados de las medidas realizadas son muy similares a las obtenidas con especímenes estándar o cubos de metacrilato utilizados habitualmente.

Contribución de los autores

Gustavo Higuero: idea, programación, medidas, redacción, discusión.

Ana Simón-Muzás: idea, medidas, discusión.

Antonio Casas: idea, redacción, planificación, discusión.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio General de Apoyo a la Investigación- SAI, Universidad de Zaragoza por facilitar el uso de sus instalaciones y la impresora 3D. Este trabajo es parte del proyecto PID2019-108753 GB-C22 financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades MCIN/AEI/10.13039/501100011033, "ERDF A way of making Europe" y "ESF Investing in your future". El grupo de investigación Geotransfer, perteneciente al IUCA ha cofinanciado también este trabajo a través de la subvención concedida por el Gobierno de Aragón.

Referencias

- García-Lasanta, C., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Casas, A. M., Gil Peña, I., Speranza, F. y Mochales, T. (2016). *Journal of the Geological Society*, 173(1), 127-141.
- Gracia-Puzo, F., Aubourg, C. y Casas Sainz, A. (2021). *Journal of Structural Geology*, 152, 104443.
- Gracia Puzo, F. (2024) *Fábricas magnéticas y deformación asociada a cabalgamientos en la cuenca de antepaís de Jaca, Pirineos, España*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza-UPPA.
- Chadima, M. y Studynka, J. (2013). *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU2013-1449).
- Hrouda, F. (2004). *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 49-59.
- Pueyo Anchuela, Ó., Pocoví Juan, A. y Gil Imaz, A. (2010). *Tectonophysics*, 492 (1-4), 150-163.
- Simón-Muzás, A., Soto, R., Pueyo, E. L., Beaumud, E., Oliva-Urcia, B. y Casas-Sainz, A. M. (2024). *Journal of Iberian Geology*, 1-20.

Structure of the Mesozoic rocks in the Kuqa Basin (NW China)

Estructura de las rocas mesozoicas de la cuenca de Kuqa (NO China)

Li Xiang^{1,2*}, Ruth Soto² and Hou Guiting¹

¹ School of Earth and Space Sciences, Peking University, No.5 Yiheyuan Road, 100871, Beijing, China. lixiang@stu.pku.edu.cn, gthou@pku.edu.cn

² Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC, Unidad de Zaragoza, Campus Aula Dei, 50059, Zaragoza, Spain. r.soto@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The deformation of sub- and supra-salt structures in the Kuqa Basin exhibits a clear decoupling relationship. Difficulty in identifying deep structures below the Eocene regional detachment level has led to controversy over Cenozoic deformation affecting Mesozoic rocks and Mesozoic deformation itself. This work aims to revise and compile published data (geological and geophysical data and detrital zircon U-Pb ages) to understand the structure affecting the Mesozoic rocks of the Kuqa Basin. The results indicate significant Mesozoic basement-involved structures which were subsequently modified by Cenozoic compressional tectonics. Further investigation of this phenomenon is critical for understanding the overall tectonic evolution of the Kuqa Basin.

Key-words: Kuqa Basin, Mesozoic, Structural deformation, Thin-skinned.

RESUMEN

La deformación de las estructuras sub- y supra-salinas en la Cuenca de Kuqa muestra una clara relación de desacoplamiento. La dificultad para identificar las estructuras profundas bajo el nivel de despegue regional de edad Eoceno ha llevado a controversias sobre cómo afecta la deformación Cenozoica a las rocas Mesozoicas y la deformación Mesozoica que tuvo lugar. Este trabajo tiene como objetivo revisar y recopilar datos publicados (datos geológicos, geofísicos y edades U-Pb de zircon detrítico) para comprender la estructura que afecta a las rocas mesozoicas de la cuenca de Kuqa. Los resultados indican estructuras mesozoicas con implicación del basamento que fueron posteriormente modificadas por la tectónica compresional cenozoica. Una investigación más profunda de este fenómeno es crucial para comprender la evolución tectónica general de la Cuenca de Kuqa.

Palabras clave: Cuenca de Kuqa, Mesozoico, Deformación estructural, Cabalgamiento de piel fina, Cabalgamiento de basamento

Geogaceta, 77 (2025), 23-26

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108710>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

The presence of salt detachment layers within the pre- and syn-tectonic sequence represents an important factor controlling the geometry and kinematics of deformation on compressional scenarios. The Kuqa Basin, located in the northern part of the Tarim Basin and piedmont of the Southern Tianshan Mountains, represents a natural laboratory for the study of the role played by salt layers on deformation and their influence on thin- versus thick-skinned tectonic style.

The Kuqa Basin is characterized by different detachment levels (e.g. Izquierdo-Llavall et al., 2018). The main detachment level corresponds to Eocene syncontractional salt units that controlled the development of thrust systems and decoupled deformation above and below salt during the Cenozoic. While deformation above the Eocene salt level is increasingly understood, the nature of deformation beneath salt and affecting the Mesozoic rocks remains under debate due to the lack of high-

quality seismic data. Various models, including thin-skinned and basement-involved thrusting, have explained the structure of sub-salt units (Izquierdo-Llavall et al., 2018). The interpretation of different deformational models has important implications for hydrocarbon exploration, particularly for identifying the possible presence of Mesozoic-age hydrocarbon source rocks and their distribution at depth.

This work aims to revise and compile already published data (geological and geophysical data and detrital zircon U-Pb ages) to understand the structure affecting the Mesozoic rocks of the Kuqa Basin.

Geological setting

The Kuqa Basin is a sub-basin located in the northern part of the Tarim Basin, which is surrounded by the South Tianshan, West Kunlun, and Altyn Tagh mountains in northwestern China (Fig. 1A). The Kuqa Basin extends in a narrow 500 km-long per 40-90 km-wide, W-E elongated strip. The long-term geodynamic evolu-

tion of this region has been characterized by a series of orogenic events driven by lithospheric accretion (e.g. Jolivet et al., 2010). These orogenic events occurred successively from the Palaeozoic, leading to the final accretion of the Central Asian orogenic belt during the Permian, the Permian-Triassic Cimmerian orogeny and closure of the Palaeo-Tethys ocean, the Cretaceous accretion of Lhasa block, and finally the Cenozoic collision of India. These multiple Mesozoic-Cenozoic deformation episodes are responsible for the tectonic complexity of the Kuqa Basin (e.g. Yin et al., 1998).

Outcrop and well data

A series of east-west trending thrusts and anticlines are the main structural features of the Kuqa Basin at surface (Fig. 1B). These structures are from north to south (Fig. 1): the South Tianshan Thrust Belt (STTB), the Northern Monocline (NM), the Kelasu Thrust Belt (KTB), the Baicheng Syncline and the Qiulitage Thrust Belt (QTB). The STTB forms the

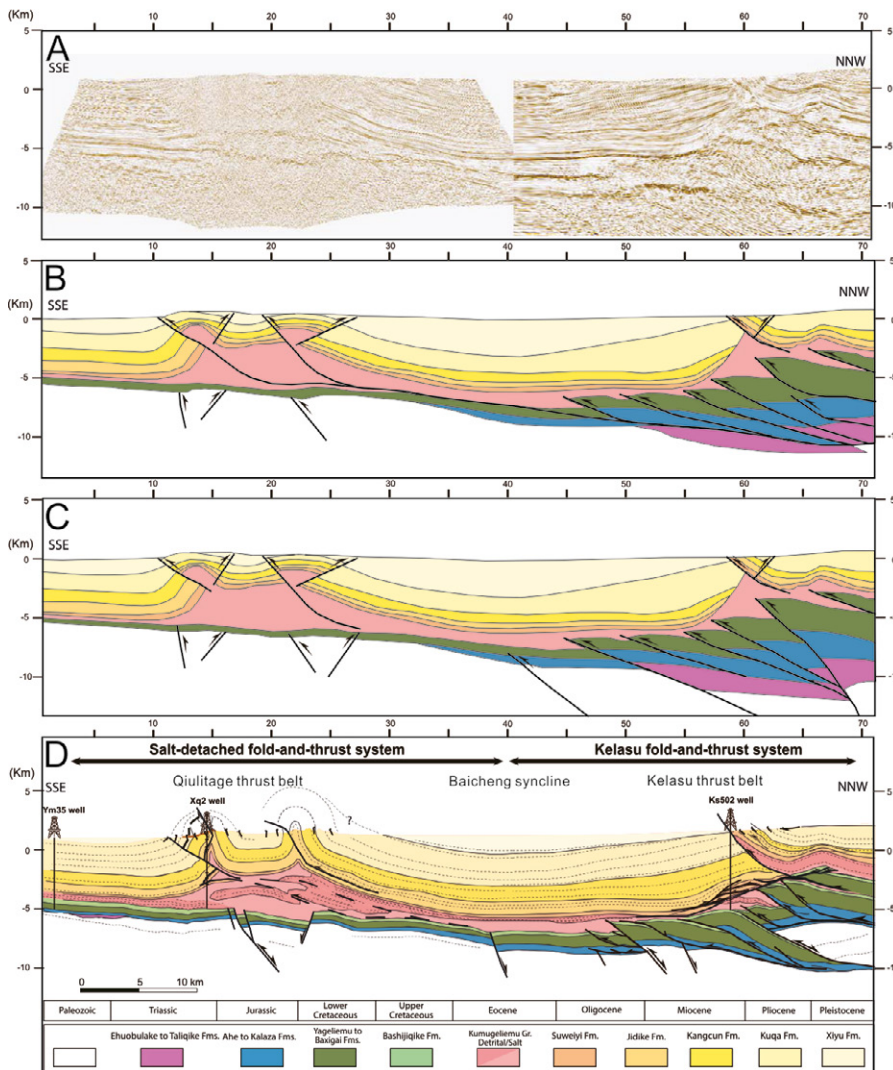


Fig. 3.- Different structural interpretations for the Kuqa Basin. (A) Depth-converted composite seismic profile across the central part of the Kuqa fold-and-thrust belt (no vertical exaggeration) (modified from Izquierdo-Llavall et al, 2018). (B) Thin-skinned structural interpretation model below the salt (Xu and Zhou, 2007; (modified from Qi et al., 2023). (C) High-angle thrust faults with basement-involved structural interpretation model below the salt (modified from Qi et al., 2023). (D) Interpretation model of inversion of normal faults, thin-skinned thrusts and basement thrusts coexisting below the salt (modified from Izquierdo-Llavall et al, 2018). See color figure in the online version.

Fig. 3.- Diferentes interpretaciones estructurales de la cuenca del Kuqa. (A) Perfil sísmico convertido en profundidad a través de la parte central de la cuenca de Kuqa (sin exageración vertical) (modificado de Izquierdo-Llavall et al, 2018). (B) Modelo de interpretación estructural de piel fina debajo de la sal (Xu and Zhou, 2007) (modificado de Qi et al., 2023). (C) Fallas de alto ángulo con un modelo de interpretación estructural del basement por debajo de la sal (modificado de Qi et al., 2023). (D) Modelo de interpretación de fallas invertidas, tectónica de piel fina y cabalgamientos de basemento que coexisten debajo de la sal (modificado de Izquierdo-Llavall et al, 2018). Ver figura en color en la versión web.

ly make it challenging to clearly identify the associated thrust fault assemblages. It remains unclear whether the thrusts below the KTB have a unified detachment surface and whether the Cenozoic thrust faults were influenced by the inherited faults from the Paleozoic and Mesozoic.

Tectonic styles proposed for the Mesozoic deformation

Three different interpretations have been proposed to explain the deforma-

tion occurred below the main regional Eocene detachment level in the Kuqa Basin: the thin-skinned thrust model (Xu and Zhou, 2007; Fig. 3B), the high-angle basement-involved thrust model (Qi et al., 2023; Fig. 3C) and the inversion structure model in which thin-skinned and basement-involved structures coexist (Izquierdo-Llavall et al., 2018; Fig. 3D).

The earlier research indicated that deformation affecting the Cenozoic and Mesozoic strata was controlled by a single detachment level, leading to the formation of

imbricate thrust models with thin-skinned characteristics (Xu and Zhou, 2007) (Fig. 3B). Later, Qi et al. (2023) proposed that the deformation of the Mesozoic strata was influenced by high-angle faults, based on continuous electromagnetic profiles obtained across the front of the STTB, Northern Monocline, KTB and Baicheng syncline. Electromagnetic data obtained close to the location of seismic profile AA' exhibits distinct resistivity characteristics from south to north within the QT, KTB, and NM indicating that the deep structures are significantly different from north to south (Qi et al., 2023). These authors suggested that there is no unified detachment surface, and proposed a high-angle basement-involved thrust model for the subsalt structures on the KTB.

The two aforementioned models assume scarce deformation during the Mesozoic, implying that the Kuqa Basin did not undergo Mesozoic regional extensional and compressional tectonic events. Nevertheless, recent studies characterizing the Triassic Cimmerian Orogeny and Jurassic regional extensional tectonic events (Morin et al., 2018) provide increasing evidence suggesting that the Kuqa Basin was influenced by far-field tectonic effects during the Mesozoic.

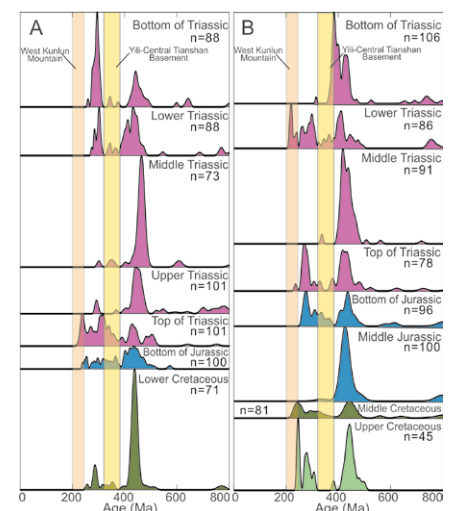


Fig. 4.- U-Pb age spectra of detrital zircons of Mesozoic strata in Kuqa Basin. (A) The Kapushaliang section in the west Kuqa Basin. (B) The Kuqa River Section in the east Kuqa Basin. Data from Liu et al. (2013), Wang et al. (2015), Han et al. (2016) and Qin et al. (2024). See color figure in the online version.

Fig. 4.- Espectros de edad U-Pb de zircons detríticos de estratos mesozoicos en la Cuenca de Kuqa. (A) La sección de Kapushaliang en el oeste de la Cuenca de Kuqa. (B) La sección del río Kuqa en el este de la Cuenca de Kuqa. Datos de Liu et al. (2013), Wang et al. (2015), Han et al. (2016) y Qin et al. (2024). Ver figura en color en la versión web.

The third model proposed by Izquierdo-Llavall et al. (2018) suggested a decoupled deformation style affecting the Kuqa Basin during the Cenozoic contraction. For the subsalt deformation, the folds affecting Triassic rocks observed in outcrops and the multiple occurrences of subsalt stratigraphic thickness variations in seismic profiles were interpreted as the result of a sequence of thin-skinned thrusts detached on Triassic-Jurassic coal units and basement thrusts formed from the inversion of Mesozoic normal faults, respectively. This model posits that the subsalt thin-skinned thrusting partly predated the formation of basement thrusting and highlights their influence on the thin-skinned tectonics developed above the regional Eocene detachment level.

Detrital zircon age data

Due to the difficulty in identifying Mesozoic geological structures in the deep parts of the Kuqa Basin and the heavy erosion of Mesozoic strata in the northern part of the basin, direct studies on the Mesozoic tectonic evolution are challenging. Some researchers have attempted to reconstruct source-to-sink relationships using detrital zircon geochronology data to indirectly study the Mesozoic tectonic evolution of the Kuqa Basin and the South Tianshan. This study collected and compared the main detrital zircon U-Pb age data (Discordance is less than 10%) from the Kuqa Basin, revealing multiple single-peak to multi-peak transitions in samples from both the Kapushaliang Section in the west Kuqa Basin (Fig. 4A) and the Kuqa River Section in the east Kuqa Basin (Fig. 4B), indicative of multiple changes in provenance. The appearance of multi-peak zircon populations is also accompanied by an increase in zircon grains with characteristic ages from the West Kunlun region (250–200 Ma) and the Yili-Central Tianshan region (310–380 Ma). Detrital zircons from the West Kunlun are considered indicative of significant regional uplift in the southern Tarim Basin (Xiang et al., 2023). The reduction of ancient detrital zircons and the increase of younger detrital zircons are considered to indicate a transient tectonic regime and low relief in an ex-

tensional environment from the Early Triassic to the Jurassic (Liu et al., 2013; Wang et al., 2015). However, another interpretation is that the Yili-Central Tianshan experienced further uplift as a far-field effect of the Qiangtang terrane collision. (Han et al., 2016). These changes in detrital zircon populations suggest that the periphery of the Kuqa Basin experienced multiple phases of tectonic uplift and/or intense erosion during the Mesozoic.

Additionally, the Triassic changes in provenance are associated with the development of compressional growth strata, implying that these Triassic transitions could be the result of tectonic uplift, while the Jurassic transitions may be related to regional planation in an extensional setting (see Qin et al., 2024). We conducted further identification of growth strata in this area and found similar growth strata in multiple sections of the same age in the northern part of the basin. The changes in sediment provenance indicated by detrital zircon populations are likely associated with these regional growth strata.

Conclusions

The deep structure of the Kuqa Basin highlights that a different sub- and supra-salt deformational style exists. The limited occurrence of Mesozoic rock outcrops, combined with the presence of a regional detachment layer decoupling deformation, makes it challenging to unravel deformation affecting the Mesozoic rocks during the Cenozoic contraction and the preceding Mesozoic deformation. Increasing evidence suggests the existence of multiple structures within Mesozoic rocks, which may have developed during the Mesozoic and were subsequently modified by intense Cenozoic compression. The composition and origin of the structures within these Mesozoic rocks require further study.

Author Contributions

Li Xiang performed data collection, created figures, and drafted the manuscript. Ruth Soto and Hou Guiting provided guidance and critically revised the manuscript for intellectual content.

Acknowledgments

This study is financially supported by the research projects of the Petro China Tarim Oilfield Company (041019120067), China. The seismic and well data used in this research are provided by the Petro China Tarim Oilfield Company.

References

- Han, Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P. R., Hou, W., Zhang, X., Liu, D., and Wang, B. (2016). *Sedimentary Geology*, 339, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.028>
- Izquierdo-Llavall, E., Roca, E., Xie, H., Pla, O., Muñoz, J. A., Rowan, M. G., Yuan, N., and Huang, S. (2018). *Tectonics*, 37(8), 2608–2632. <https://doi.org/10.1029/2017TC004928>
- Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Chen, Y., Li, Y., and Wang, Q. (2010). *Tectonics*, 29(6). <https://doi.org/10.1029/2010TC002712>
- Liu, D., Jolivet, M., Yang, W., Zhang, Z., Cheng, F., Zhu, B., and Guo, Z. (2013). *Tectonophysics*, 599, 197–213. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.018>
- Morin, J., Jolivet, M., Robin, C., Heilbronn, G., Barrier, L., Bourquin, S., and Jia, Y. (2018). *Earth-Science Reviews*, 187, 286–313. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.007>
- Qi, J., Li, Y., Xu, Z., Yang, S., and Sun, T. (2023). *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 97(1), 207–225. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14963>
- Qin, X., Chen, X., Shao, Z., Zhang, Y., Wang, Y., Li, B., Su, H., Wang, Y., Liu, K., and Han, L. (2024). *Acta Geologica Sinica - English Edition*, n/a(n/a). <https://doi.org/10.1111/1755-6724.15157>
- Wang, M., Zhang, J., and Liu, K. (2015). *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, 310–324. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2014.05.013>
- Wen, L., Yang H., Li Y., Peng G., Yang X., Huang Z., Luo J., and Zhang Q. (2016). *Acta Petrologica Sinica*, 32(3): 847–855. http://www.ysxb.ac.cn/en/article/id/aps_20160316
- Xu, C., and Zhou, X. (2007). *AAPG Bulletin*, 91(2), 161–171. <https://doi.org/10.1306/09070606077>
- Yin, A., Nie, S., Craig, P., Harrison, T. M., Ryerson, F. J., Qian, X., and Geng, Y. (1998). *Tectonics*, 17(1), 1–27. <https://doi.org/10.1029/97TC03140>

Bartonian-Priabonian rotational evolution of the central Jaca-Pamplona Basin, Southern Pyrenees

Evolución rotacional del sector central de la Cuenca de Jaca-Pamplona durante el Bartoniense y Priaboniense (Pirineo meridional)

Pablo Sierra Campos^{1,2*}, Emilio L. Pueyo^{1,2}, Pablo Calvin^{1,2}, Manuel Montes³, Aránzazu Luzón^{2,4}, Gilen Bernalola⁵, M^a. Pilar Mata³, Eva Bellido³, Elisabet Beamud⁶, Robert Scholger⁷, Juan C. Larrasoña^{1,2,8}

¹ CN IGME, CSIC, Unidad de Zaragoza. 50059 Zaragoza p.sierra@igme.es, p.calvin@igme.es, unaim@igme.es, jc.larra@igme.es

² Unidad Asociada en Ciencias de la Tierra IGME (CSIC)- Dpto. Ciencias de la Tierra Universidad de Zaragoza

³ CN IGME, CSIC, Madrid m.montes@igme.es, p.mata@igme.es, e.bellido@igme.es

⁴ Dept. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza aluzon@unizar.es

⁵ Dept. Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales. Univ. del País Vasco. 48013 Bilbao gilen.bernalola@ehu.es

⁶ Paleomagnetic Laboratory CCITUB-GEO3BCN CSIC, Barcelona, Spain betbeamud@ub.edu

⁷ Palaeomagnetiklabor Gams, Chair of Applied Geophysics, Montanuniversität Leoben, Gams 45, 8130 Frohnleiten, Austria. robert.scholger@unileoben.ac.at

⁸ Dept. Ciencias, Universidad Pública de Navarra, Pamplona, Spain

*Corresponding author

ABSTRACT

Orogenic zones often exhibit vertical axis rotations (VAR) due to the accommodation of shortening differences along the main structural. In this work, we focus on the central Jaca-Pamplona Basin, where a Bartonian-Priabonian sequence crops out. There two magnetostratigraphic sections, Izaga and Berdún (2800 m), record about 5 Myr of the tectonic and sedimentary evolution of the basin. They have been discretized every 150 m to evaluate the rotational kinematics (spatio-temporal variations of the VAR). In the Izaga section the rotation is non-significant and noisier ($dec=003^\circ$; $inc=39^\circ$; $a95=18^\circ$; $k=23$) than in the Berdún section, eastern sector, where the clockwise VAR is slightly larger ($dec=008^\circ$; $inc=46^\circ$; $a95=10^\circ$; $k=29$) although it still overlaps the reference direction. Additional work is needed to refine this paleomagnetic record.

Key-words: Vertical-Axis-Rotations, Pyrenees.

RESUMEN

Las zonas orogénicas a menudo exhiben rotaciones de eje vertical (VAR) debido a la acomodación de diferencias de acortamiento a lo largo de la tendencia estructural principal. En este trabajo, nos centramos en la parte central de la cuenca de Jaca-Pamplona, donde aflora una potente secuencia Bartoniense-Priaboniense. Allí dos secciones magnetoestratigráficas, Izaga y Berdún (2800 m), registran unos 5 Ma de la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca. Han sido discretizadas cada 150 m para evaluar la cinemática rotacional (variaciones espacio-temporales del VAR). En la sección de Izaga la rotación no es significativa y es más ruidosa ($dec=003^\circ$; $inc=39^\circ$; $a95=18^\circ$; $k=23$) que en la sección de Berdún, sector oriental, donde el valor de VAR en sentido horario es algo mayor ($dec=008^\circ$; $inc=46^\circ$; $a95=10^\circ$; $k=29$) aunque todavía se solapa con la dirección de referencia. Serán necesarios trabajos adicionales para precisar este registro paleomagnético.

Palabras clave: Rotaciones de eje vertical, Pirineos.

Geogaceta, 77 (2025), 27-30

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108766>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 17/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Orogenic zones often exhibit vertical axis rotations (VAR) due to the accommodation of shortening differences along strike, both at local and regional scales. Paleomagnetism is the only geophysical tool that allows accurate quantification of VAR, that is, the angular difference between the declination of the expected paleomagnetic field (reference for a given age and plate) and the one of the actual paleomagnetic record at a given location. Since the pioneering work of Norris and Black (1961) in the Rocky Mountains, paleomagnetic results in several orogenic regions worldwide have

shed light on understanding the 3D and 4D evolution of deformation.

The Pyrenees have been the focus of numerous paleomagnetic studies over the last sixty years due to the presence of well exposed oblique structures whose kinematics has been recorded by syntectonic sedimentation (Pedrera et al., 2023 and references therein). Among the many results derived from the vast network of paleomagnetic sites along the chain, the characterization of the rotational velocities of the thrust structures of the western southern front (External Sierras and Aínsa Oblique Structures Zone) stands out (see a recent review by Pueyo et al., 2022). Yet, an accurate dating of the age of the rotation is still pending (Muñoz et al., 2013).

In this work, we focus on the central sector of the Jaca-Pamplona Basin, a key area to fully understand the 4D geometry and kinematics of the rotational movements in the Western Pyrenees, where this type of information is almost lacking.

Geological Setting

The Pyrenees are a doubly-verging orogen formed during the Late Cretaceous to the Early Miocene by the collision between the Iberian and Eurasian plates (Muñoz, 1992; Teixell, 1996).

The southwestern part of the Pyrenean Zone is represented by the Jaca-Pamplona Basin, an ESE-WNW oriented basin filled by marine and continental

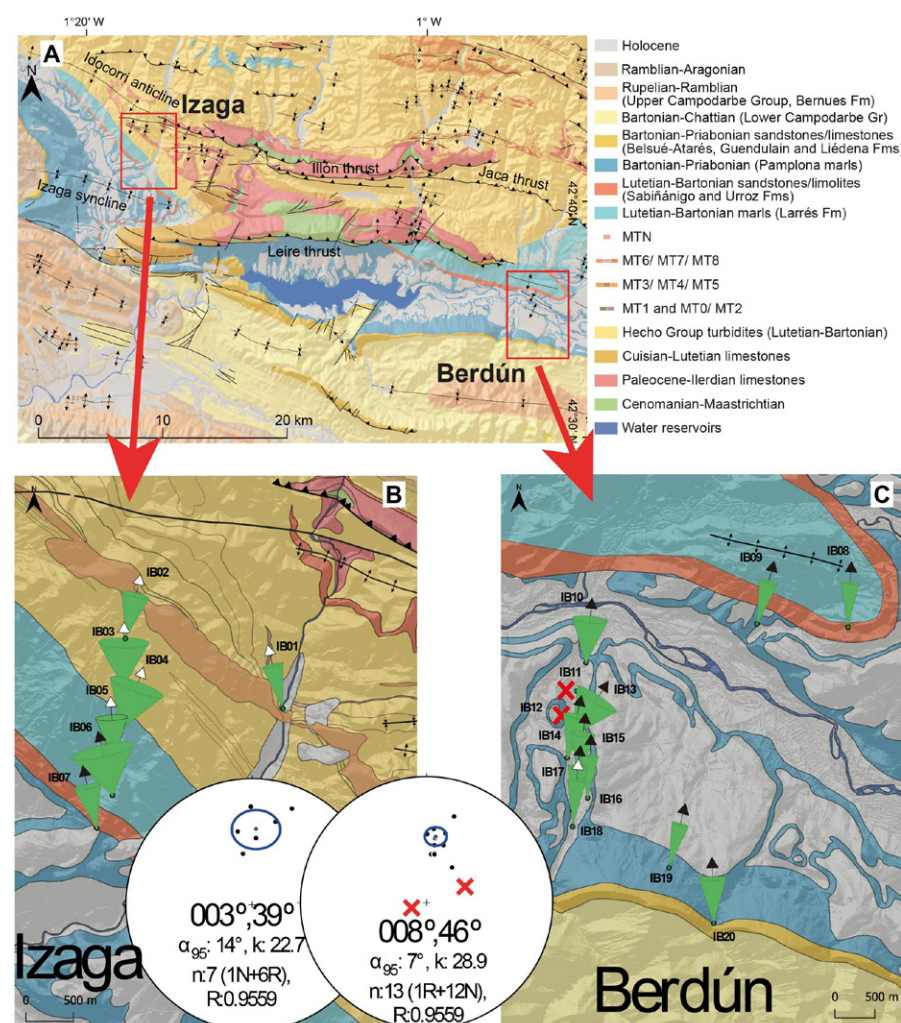


Fig. 1.- A) Geological Map of the central part of the Jaca-Pamplona Basin (modified from Robador Moreno et al., 2024) with the location of the sampling sections. B) Detail of the Izaga section with the rotation cones discretized. C) Detail of the Berdún section with the rotation cones discretized. Small circles and statistics are represented. Red crosses are directions not considered to statistics. See color figure in the online version.

Fig. 1.- A) Mapa geológica de la Cuenca de Jaca Occidental (modificado de Robador Moreno et al., 2024) con la localización de las series muestradas. B) Detalle de la sección de Izaga con los conos de rotación discretizados. C) Detalle de la sección de Berdún con los conos de rotación discretizados. Se representan los círculos menores y la estadística. Las cruces rojas son direcciones no consideradas en la estadística. Ver figura en color en la versión web.

Eocene-Oligocene syn-tectonic deposits (Puigdefàbregas, 1975). This basin, developed at the footwall of the Lako-ra-Eaux-Chaudes thrust, was affected by the Larra and Gavarnie basement thrusts, and was transported, and exhumed, southwards as a piggyback basin atop of the Guarga basement thrust, which represents the South Pyrenean basal thrust in this part of the orogen (Labaume and Teixell, 2018; Muñoz et al., 2013). This study is focused on the central sector of the Jaca-Pamplona Basin (JPB), where a thick sequence of Bartonian-Priabonian sediments crops out (Hogan and Burbank, 1993; Payros et al., 1999; Oms et al., 2003) (Fig. 1A). The studied sections are made up by the marls and turbidites of the Hecho Group, the marls and limolites

of the Larrés, Urroz and Arguis-Pamplona formations, the deltaic sandstones of the Martes Formation and the continental materials of the Campodarbe Formation. These sediments record the evolution of the JPB, from its beginning as an under-filled turbiditic marine trough to its continentalization.

Sampling and methods

Two magnetostratigraphic sections were sampled, the Izaga section, Bartonian in age, in the northern limb of the Izaga syncline, and the Berdún section, Bartonian-Priabonian in age, across the Canal de Berdún. A sedimentary succession, more than 2800 m-thick, recording about 5 Myr of tectonic and sedimen-

tary evolution of the JPB, was studied. A total of 387, evenly distributed sites, were sampled, 173 in the Izaga section with 6.5m spacing and 214 in the Berdún section with 9.5m spacing. Two oriented samples were collected in every site with an electrical power drill cooled by water. Stepwise demagnetization was conducted in the Paleomagnetic Laboratory of Barcelona (CCiTUB-GEO3BCN CSIC) and in the Palaeomagnetiklabor Gams of the Montanuniversität Leoben, Austria. One specimen per site was stepwise thermally demagnetized (TH), and a superconducting rock magnetometer (2G Enterprises) was utilized to measure the Natural Remanent Magnetization from room temperature up to 650°C (at least 11 steps with increments of 25°-50°C).

The Characteristic Remanent Magnetization directions (ChRM) were estimated by means of the VPD software (Ramón et al., 2017) using standard methodologies for the fitting of the most stable paleomagnetic components.

A discretization routine (Mochales et al., 2012), was applied to establish the evolution of VAR along the two sections; average paleomagnetic directions for stratigraphic intervals spanning ~150 m were calculated including only ChRMs with maximum angular deviation (MAD) angles <20° and ensuring geographical continuity within each interval (e.g., not merging samples from different subsections). Reverse ChRM directions were converted into their antipodal directions. Standard spherical statistics were applied using the software Stereonet (Allmendinger et al., 2011). Mean geographic coordinates (Lat and Long), bedding attitude as well as natural remanent magnetization were also averaged out (Table I).

The Eocene reference direction used to calculate VAR comes from the compilation by Pedrera et al., (2023) of Eocene-Miocene data from the Ebro Basin: $n=119$; $dec=002.3^\circ$; $inc=42.8^\circ$; $\alpha_{95}=3.0^\circ$; $K=38.1$; $R=0.9740$. To calculate the associated error, the correction factor $\Delta D = \alpha_{95}/\cos(Inc)$ was used.

Results and discussion

ChRM directions show both normal and reverse polarities after bedding correction. Folds and reversal test from previous studies (Pueyo et al., 2002; Larra-soña et al., 2003; Oliva-Urcia et al., 2012; Pueyo-Anchuela et al., 2012) agree with

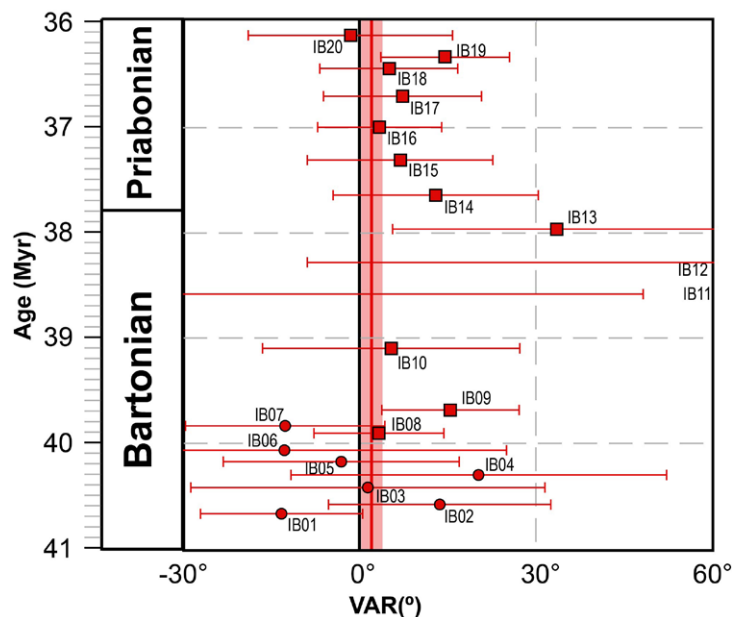


Fig. 2.- Vertical axis rotation (°) along Bartonian and Priabonian times in the Central sector of the Jaca-Pamplona Basin. Red stripe represents the paleomagnetic reference direction. Circles: Izaga section; Squares: Berdún section. See color figure in the online version.

Fig. 2.- Rotaciones de eje vertical durante el Bartoniano y Priaboniano en el sector central de la Cuenca de Jaca Pamplona. La banda roja representa la dirección de referencia paleomagnética. Círculos: sección de Izaga; Cuadrados: sección de Berdún. Ver figura en color en la versión web.

a primary origin of the studied ChRM. The results obtained show non-significant VAR in the Izaga section, west of the Leyre-Illón thrusts, (Fig. 1B), which is consistent with previous results obtained in the Pamplona sector (Larrasoña *et al.*, 2003). East of the Leyre-Illón thrusts, in the Berdún section (Fig. 1C), results yield a small clockwise rotation (6°) that cannot be considered as significant in light of its associated error (Fig. 2). However, these results are also consistent with those obtained by Pueyo-Anchuela *et al.* (2012) and Pedrera *et al.*, (2023) and references therein north and south of the Berdún section, where moderate ($\approx 8-20^\circ$) CW and statistically significant VAR were also reported.

Conclusions

The results presented in this work demonstrate the absence of statistically significant VAR in the Eocene marine marls

Site	Latitud (°)	Longitud (°)	Z (m)	Strat H (m)	P	NRM (10-6 A/m)	NRM SD	K (10-6 S.I.)	K SD	Strike Dip (°) (°)	DD	N	n	DEC (°)	INC (°)	ΔD (°)	α_{95} (°)	k	R	Age (Myr)	VAR (°)
IB01	42.709712	-1.2626024	496	50	R	158.6	79	111.3	27	106 23	S	9	7	169.0	-40.2	13.7	10.5	34.3	0.9750	40.7	-13.3
IB02	42.716336	-1.2827994	557	216	R	200.4	170	119.8	30	120 29	S	27	16	195.8	-31.8	18.8	16	6.3	0.8505	40.6	13.5
IB03	42.711826	-1.2830631	525	366	R	298.9	364	115.9	28	122 28	S	21	13	183.6	-45.6	30.0	21	4.9	0.8107	40.4	1.3
IB04	42.707930	-1.2832136	500	522	R	344.5	404	144.1	27	119 29	S	14	9	202.4	-18.1	31.8	30.2	3.9	0.7699	40.3	20.1
IB05	42.704820	-1.2842085	487	683	R	219.9	114	142.1	13	127 27	S	14	10	179.1	-23.0	20.0	18.4	7.9	0.8855	40.2	-3.2
IB06	42.701524	-1.2844382	490	857	R+N	197.5	55	168.1	22	125 25	S	25	18	349.5	56.0	37.6	21	3.7	0.7435	40.1	-12.8
IB07	42.698483	-1.2864703	438	1042	N	229.4	65	135.0	18	130 25	S	21	21	349.6	56.2	16.9	9.4	12.5	0.9239	39.8	-12.7
IB08	42.600204	-0.8715699	544	980	N	308.6	54	148.1	15	110 23	S	16	15	5.5	40.5	11.0	8.4	21.8	0.9571	39.9	3.2
IB09	42.600632	-0.8855765	512	1163	N	294.3	111	156.9	17	121 29	S	26	22	17.6	28.7	11.6	10.2	10.2	0.9062	39.7	15.3
IB10	42.596552	-0.9114972	486	1279	N+R	754.9	1904	162.3	16	86 23	S	22	19	7.6	51.7	21.8	13.5	7.1	0.8673	39.1	5.3
IB11	42.593161	-0.9130094	446	1446	N+R Bad Q	2333.4	3094	183.9	21	86 26	S	11	10	250.0	79.5	160.2	29.2	3.7	0.7564	38.6	-112.3
IB12	42.590363	-0.9131729	445	1599	N+R Bad Q	778.1	852	178.6	10	86 26	S	10	10	65.9	62.3	72.5	33.7	3	0.7020	38.3	63.6
IB13	42.588041	-0.9136129	419	1746	N	608.3	1288	166.8	13	86 26	S	15	12	35.6	61.6	27.8	13.2	11.7	0.9218	38	33.3
IB14	42.585615	-0.9144999	527	1898	N	621.5	631	190.2	13	86 26	S	14	13	15.1	42.3	17.4	12.9	11.2	0.9177	37.7	12.8
IB15	42.583529	-0.9130846	289	2043	N	353.7	116	168.5	26	93 35	S	13	13	9.1	57.2	15.7	8.5	25	0.9631	37.3	6.8
IB16	42.581050	-0.9112982	339	2197	N	251.7	71	174.0	17	93 41	S	11	11	5.6	58.4	10.5	5.5	69	0.9868	37	3.3
IB17	42.579553	-0.9136084	378	2352	N	445.0	152	148.6	21	100 45	S	13	12	9.5	58.0	13.4	7.1	38	0.9758	36.7	7.2
IB18	42.577730	-0.9134775	304	2508	R	320.2	91	192.3	21	101 43	S	9	9	187.2	-46.8	11.7	8	42.2	0.9789	36.5	4.9
IB19	42.573323	-0.8988229	280	2623	N	414.5	193	188.1	10	97 39	S	13	13	16.7	50.6	10.9	6.9	37.3	0.9753	36.4	14.4
IB20	42.566971	-0.8920067	238	2778	N	1011.7	646	185.6	50	104 39	S	17	17	0.7	44.6	17.3	12.3	9.3	0.8992	36.1	-1.6

Table I.- Paleomagnetic rotations in the Western Jaca Basin (IB01-IB07: Izaga section; IB08-IB20: Berdún section). Z: elevation; Strat H: stratigraphic level; P: polarity; NRM: Natural Remanent Magnetization; NRM SD: standard deviation of the NRM; K: susceptibility; K SD: standard deviation of the susceptibility; Strike, Dip and DD: bedding attitude; N: number of analyzed samples; n: number of considered samples; DEC: declination after bedding correction; INC: inclination after bedding correction; α_{95} , k and R: Fisher's statistics parameters; Age: age of the site; VAR: Vertical Axis Rotation. In red, data not considered to VAR. See color figure in the online version.

Tabla I.- Rotaciones paleomagnéticas en el oeste de la Cuenca de Jaca (IB01-IB07: sección de Izaga; IB08-IB20: sección de Berdún). Z: elevación; Strat H: situación en la columna sedimentaria; NRM: Magnetización Remanente Natural; NRM SD: desviación estándar de la NRM; K: susceptibilidad; K SD: desviación estándar de la susceptibilidad; Strike, Dip and DD: dirección y buzamiento; N: número de muestras analizadas; n: número de muestras consideradas; DEC: declinación, INC: inclinación (ambas tras la corrección tectónica); α_{95} , k y R: parámetros de la estadística de Fisher; Age: edad de las muestras; VAR: Rotación de Eje Vertical. En rojo, datos no considerados para el VAR. Ver figura en color en la versión web.

of the central sector of the Jaca-Pamplona Basin. In agreement with previous studies, it seems that this area is separating two sectors of the basin with a different tectonic evolution: 1) a western sector undergoing no VAR in response to homogeneous shortening along the south Pyrenean basal thrust; and 2) an eastern sector characterized by moderate-small clockwise VAR undergone in response to the westward increase of tectonic shortening occurred along the south Pyrenean basal thrust.

Author's contribution

EP and PSC organised the structure of the paper. PSC, EP, PC and JCL developed the methodology and together with MM, GB, AL, MPM and EB took the data. PSC and EP developed the figures and with PC and JCL wrote the manuscript. BB and RS supervised the laboratory analyses.

Acknowledgements

This study was funded by project UKRIA-4D (PID2019-104693GB-I00) of the Spanish Ministry of Science and Innovation, "ERDF A way of making Europe", which also covered the predoctoral contract of Pablo Sierra-Campos (PRE2020-092425). Pablo Calvín acknowledges funding from FJC2019-041058-I (Ministerio de Ciencia e Innovación Spain) contract.

References

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., and Fisher, D.M. (2011). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press. <https://doi.org/nnv6>
- Hogan, P.J. and Burbank, D.W. (1996). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basin of Spain*. Cambridge University Press, pp. 153–160. <https://doi.org/djfm4>
- Labaume, P. and Teixell, A. (2018). *Geologica Acta*, 16(4), 477–498. <https://doi.org/nnv7>
- Larrasoana, J.C., Parés, J.M., Millán, H., Del Valle, J. and Pueyo, E.L. (2003). *Tectonics*, 22(6). <https://doi.org/cxb9z9>
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. and Barnolas, A. (2012). *Journal of Structural Geology*, 35, 2–16. <https://doi.org/c2sh6g>
- Muñoz, J.A. (1992). In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, pp. 235–246. <https://doi.org/bkzxhm>
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J. and Poblet, J. (2013). *Tectonics*, 32(5), 1142–1175. <https://doi.org/f5html>
- Norris, D.K. and Black, R.F. (1961). *Nature* (London), 192, 933 – 935. <https://doi.org/fwd9qx>
- Oliva-Urcia B., Casas, A.M., Pueyo, E.L. and Pocoví, A. (2012). *Geologica Acta*, 125–144.
- Oms, O., Dinarès-Turell, J. and Remacha, E. (2003). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 47, 275–288. <https://doi.org/dv22n6>
- Payros, A., Pujalte, V. and Orue-Etxebarria, X. (1999). *Sedimentary Geology*, 125(3–4), 165–194. <https://doi.org/bwdd7j>
- Pedrerá, A., García-Senz, J., Pueyo, E.L., López-Mir, B., Silva-Casal, R. and Díaz-Alvarado, J. (2023). *Earth-Science Reviews*, 104555. <https://doi.org/nnv9>
- Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo, E.L., Pocoví, A. and Gil-Imaz, A. (2012). *Tectonophysics*, 532, 119–133. <https://doi.org/fx9x66>
- Pueyo, E.L., Millán, H. and Pocoví, A. (2002). *Sedimentary Geology* 146, 191–208. <https://doi.org/fqr4kt>
- Pueyo, E.L., Rodríguez-Pintó, A., Serra-Kiel, J. and Barnolas, A. (2022). *Geologica Acta*, 20.12, 1–29. <https://doi.org/nnwb>
- Puigdefábregas, C. (1975). *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Número Extraordinario de Revista Pirineos (IPE/CSIC) 104, 188 pp.
- Ramón, M.J., Pueyo, E.L., Oliva-Urcia, B. and Larrasoana, J. C. (2017). *Frontiers in Earth Science*, 5, 8. <https://doi.org/nnwc>
- Robador Moreno, A., Samsó Escolá, J. M., Ramajo Cordero, J., Barnolas Cortinas, A., Clariana García P., Martín Alfageme, S. and Gil Peña, I. *Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Pirineos Vasco-Cantábrica (Zona-1600)*. in GEO-DE. [2024]. Available in: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1600>
- Teixell, A. (1996). *Journal of the Geological Society*, 153(2), 301–310. <https://doi.org/dstsn2>

Impact of fracturing on the hydrological flow in the Liassic nappe of the Causse d'Agourai, Middle Atlas, Morocco

Impacto de la fracturación en el flujo hidrológico en el manto de corrimiento Liásico del Causse d'Agourai, Atlas Medio, Marruecos

Soukaina Mouljebouj^{1*}, Mohamed Saadi¹, Afaf Amine¹, Ayoub Achbaro² and Rida Haddane¹

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

² Laboratory of Geology of the Environment and Natural Resources (GERN), Abdelmalek Essaâdi University, Faculty of Sciences of Tetouan, Avenue de Sebta, Mhannech II 93002, Tetouan, Morocco.

soukainamouljebouj@gmail.com, m-saadi@um5r.ac.ma, a.amine@um5r.ac.ma, ayoub.achbaro@etu.uae.ac.ma, rida_haddane@um5.ac.ma

ABSTRACT

The study of fracturing at Ain Bouchermou, Ain Maârouf, and Ain Boujaoui water sources used satellite image analysis, isobase analysis, and structural field study to reveal new data on hydrological flows and water storage in karsts and breccias. Mapping the fracture network identified three groups of oriented fractures: N-S, NE-SW, and NW-SE, with the latter being crucial for the drainage and filling of karsts. Upstream measuring stations provided a complete assessment of fracture patterns, aiding in understanding groundwater flow and storage in the aquifer system. The study emphasizes the importance of NW-SE fractures and karst features in groundwater evaluation and recharge mechanisms in the Agourai Plateau.

Key words: Remote sensing, Isobasic lineaments, structural study, Agourai Plateau, Tabular Middle Atlas.

RESUMEN

Para el estudio de la fracturación en las fuentes de agua de Ain Bouchermou, Ain Maârouf y Ain Boujaoui se utilizó el análisis de imágenes por satélite, el análisis de isobases y el estudio estructural de campo para revelar nuevos datos sobre los flujos hidrológicos y el almacenamiento de agua en karst y brechas. La cartografía de la red de fracturas identificó tres grupos de fracturas orientadas: N-S, NE-SW y NW-SE, siendo estas últimas cruciales para el drenaje y relleno de los karsts. Las estaciones de medición situadas aguas arriba proporcionaron una evaluación completa de los patrones de fractura, ayudando a comprender el flujo y almacenamiento de agua subterránea en el sistema acuífero. El estudio subraya la importancia de las fracturas NW-SE y las características kársticas en la evaluación de las aguas subterráneas y los mecanismos de recarga en la meseta de Agourai.

Palabras clave: Teledetección, Lineamientos isobásicos, estudio estructural, Meseta de Agourai, Atlas Medio Tabular.

Geogaceta, 77 (2025), 31-34

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108978>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

The study of the Agourai Causse in the western Middle Atlas highlights its intense fracturing and karstification, responsible for major springs (El Ouardi et al., 2018), such as Ain Maârouf, Ain Bouchermou, and Ain Boujaoui, crucial for the water supply of the Saïs basin. The analysis combines the use of satellite imagery to detect lineaments, isobases to map fractures not visible by imagery, and a structural field study to validate these observations. This approach enriches our understanding of groundwater transfer and the hydrogeological behavior of fractures in this semi-arid region of Morocco.

Understanding the hydrogeological framework is essential for sustainable water management in karstic regions (Fig. 1-2) like the Agourai plateau (Bouya and El Ouardi, 2014).

Geological and hydrological setting

The study area, situated between the Saïs basin and the Agourai plateau, (Fig. 1), exhibits significant fracturing and karst features within its Liassic limestone, profoundly impacting groundwater dynamics. Characterized by semi-arid precipitation patterns with dry summers and brief, intense winter rains, the region's hydrology influences aquifer recharge. Analysis of regional fractures identifies four main families: N-S, NE-SW, (predominant in the Middle Atlas), E-W, and NW-SE (Hinaje, 2004; El Fartati et al., 2023).

The NE-SW fractures, originating from the Hercynian orogenesis and reactivated during subsequent geological periods, control the Atlas rift system (Charrière, 1990; Hinaje, 2004; Bouya, 2014). NW-SE fractures coincide with alignments of ma-

jor water sources (Ain Maarouf, Ain Boujaoui, Ain Bouchermou), indicating recent tectonic activity (Hinaje, 2004; El Fartati et al., 2023). These fractures act as conduits, directing water from the Agourai plateau to the Saiss basin, crucial for aquifer replenishment and karst system function (El Ouardi et al., 2018).

The tabular Middle Atlas, due to its karstic nature, has a poorly developed hydrographic network with temporary watercourses. Aquifer transmissivity is mainly influenced by the thickness of the water table and the permeability of the carbonate formations. The water is generally soft, with a magnesian bicarbonate facies and low nitrate content. The water table flows in a north-westerly direction, with a gradient of 2%. The hydrogeological system is highly capacitive, favoring good storage and regulated flow throughout the year (Amraoui, F., 2005).

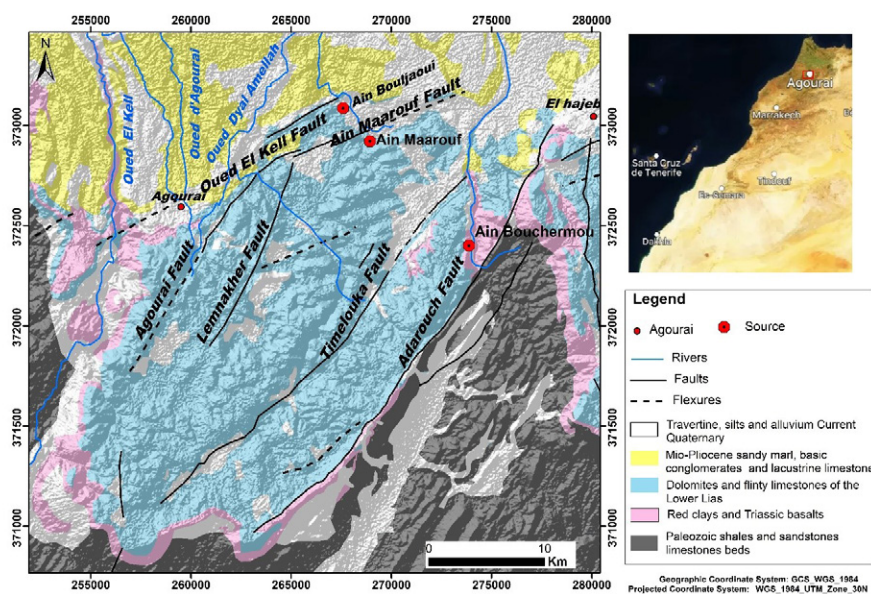


Fig. 1. Simplified geological map of the Agourai plateau. See color figure in the web. (Mouljebouj et al., in press).

Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la meseta de Agoura. Ver figura en color en la web. (Mouljebouj et al., en prensa).

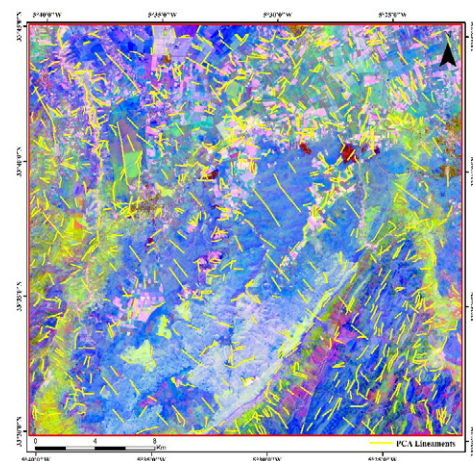


Fig 2. Map of lineaments extracted by directional filters (N-S, NE-SW, E-W and NW-SE) and analysis of orientations. See color figure in the web.

Fig. 2. Mapa de lineamientos extraídos mediante filtros direccionales (N-S, NE-SW, E-W y NW-SE) y análisis de orientaciones. Ver figura en color en la web.

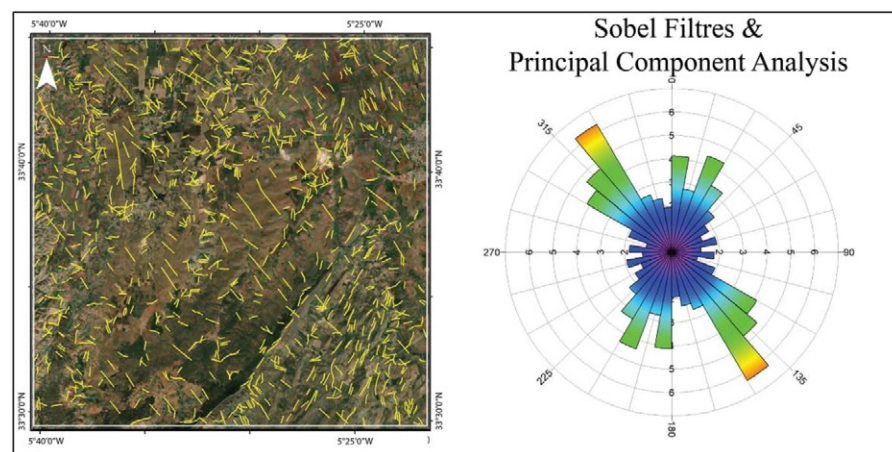


Fig. 3- Final fracturing map of the Agourai region, extracted by FD and ACP. See color figure in the web.

Fig. 3- Mapa final de fracturación de la región de Agourai, extraído por FD y ACP. Ver figura en color en la web.

Methodology

In this study, we employed a three step approach beginning with satellite image analysis, followed by isobase analysis, and validated through on ground structural studies. Satellite imagery was used to extract lineaments, crucial for identifying dominant directions in the study area using both manual and automatic methods (ACP and Directional Filter). Isobase mapping highlighted fractures and lineament orientations within uniform lithology (Filosofov, 1960; Amine and El Ouardi 2017), aided by contour lines derived from digital terrain models using the D8 method for hydrographic network extraction. Fieldwork involved lithological analysis and microtectonic measurements around three water sources, processed with Dips software to visualize fault layout, geometry, density, and directional patterns. Comparison across these methods was essential for result.

Results

The study utilized directional filtering and principal component analysis (PCA) to identify four main regional lineament directions: N-S, E-W, NE-SW, and NW-SE (Fig. 2). However, PCA and Fourier transform analysis (FD) indicated that the dominant direction near the three water sources is NW-SE (Figs. 3). Isobase mapping further highlighted fractures and lineament orientations within dolomitic limestone lithology, using contour lines derived from digital terrain models (DTM) via ArcGIS 10.3 software (Grohmann et al., 2011). This method revealed that the sources Aïn Maarouf, Aïn Bouchermou, and Aïn Boujaoui align along a major NW-SE lineament (Fig. 4), emphasizing its significance in the regional hydrogeological framework. The field visit validated findings from previous methods. Aïn Bouchermou's source, situated at the southernmost point, aligns with a kilometric NW-SE fault responsible for a corresponding talweg, evidenced by vertical fault plane observations and intense brecciation (Fig. 5 A to B). Statistical analysis of nearby fractures confirms NW-SE as the predominant direction compared to N-S and NE-SW (C, Fig. 6). Similarly, the Aïn Boujaoui's source at the extreme northwest exhibits pronounced decametric NW-SE fracturing, accompanied

by significant brecciation. Microtectonic measurements further underscore the prevalence of NW-SE fractures (Fig. 6). Ain Maarouf, positioned between these sources, shows analogous decametric structural features with clear NW-SE (F to G). Comprehensive microtectonic surveys near this source reinforce the predominance of NW-SE fractures (Fig. 6), emphasizing their role in shaping the local hydrogeological condition.

Discussion

Manual and automatic extraction of lineaments identified four main regional directions in our study area: NE-SW, N-S, NW-SE, and E-W, consistent with geological map data. Isobase mapping further confirmed that the resurgence of the three sources primarily correlates with the NW-SE direction. Microtectonic analysis around Ain Maarouf, Ain Boujaoui, and Ain Bouchermou revealed four dominant directional families, with NW-SE and NE-SW being most prominent, and E-W and N-S secondary.

NW-SE fractures notably facilitated water resurgence at these sources, supported by significant karstification in the liasic dolomitic limestones, underscoring their crucial role in groundwater circulation and supply (Figs.3).

Conclusion

Comparative analysis of laboratory data, such as satellite images and isobase analysis, with structural field in the Ain Maarouf, Ain Boujaoui and Ain Bouchermou springs along the northern edge of the Agourai causse, has established the hierarchy of the fracture network and the importance of drainage related to the NW-SE direction. Four directional families were determined: NW-SE and NESW are the most dominant, while EW and N-S are second-order. Drainage is mainly responsible for the resurgence of water at the springs of the three fountains. Water storage is provided by abandoned karsts in the dolomitic reservoir.

References

- Amine, A. and Ouardi, H.E. (2017). *Geogaceta*, 61, pp.71-74.
 Amraoui, F. (2005). *Contribution à la connaissance des aquifères karstiques: Cas*

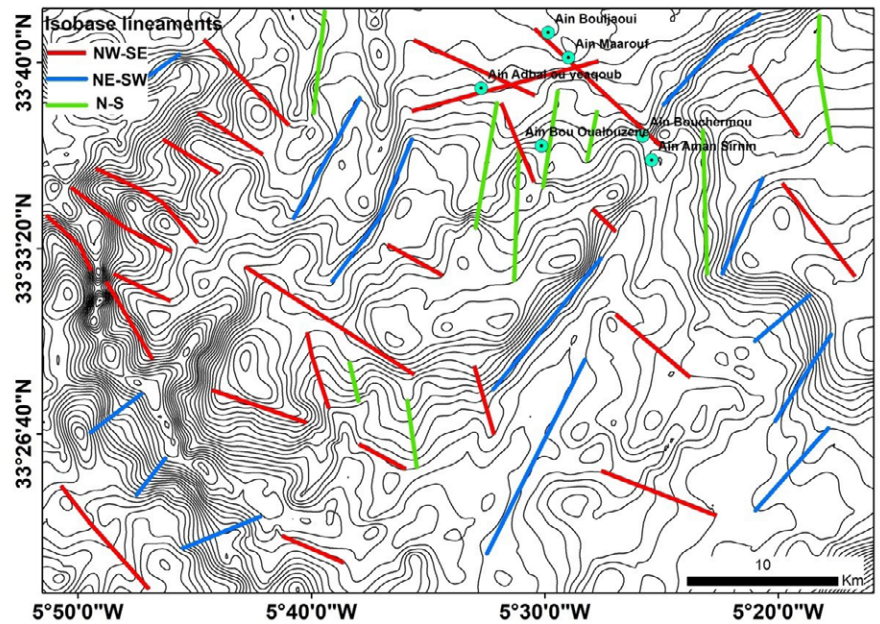


Fig. 4- Isoline map of the the Agourai plateau and main isoline lineaments (Mouljebouj et al., in press). See color figure in the web.

Fig. 4- Mapa isolínea de la meseta de Agoura y principales lineamientos isolíneas. (Mouljebouj et al., en prensa) Ver figura en color en la web.

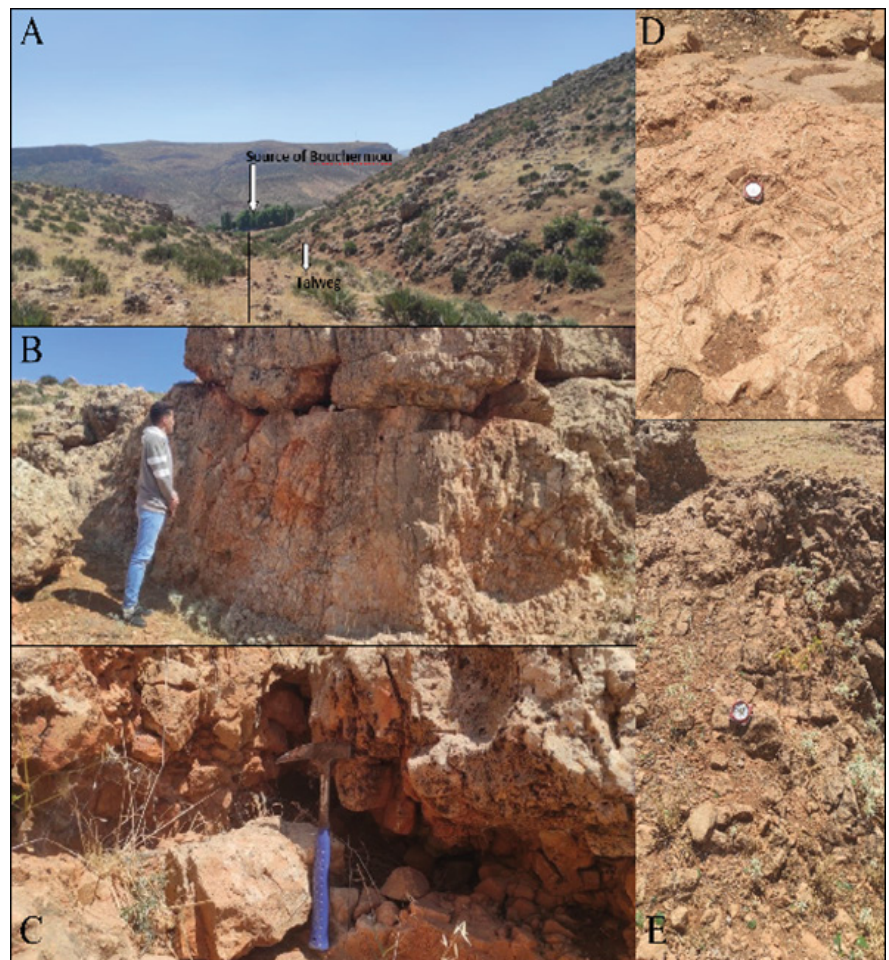


Fig. 5. (A) Source of Bouchermou which is located on the extension of the NW-SE fault (view towards the SE). (B) and (C) Mirror of the NW-SE fault et Karstification in the liasic dolomitic limestone of the Bouchermou spring. (D) and (E) dominant NW-SE breccias showing intense tectonic brecciation. See color figure in the web.

Fig. 5. (A) Manantial de Bouchermou situado en la prolongación de la falla NW-SE (vista hacia el SE). (B) y (C) Espejo de la falla NW-SE et Karstificación en la caliza liasico-dolomítica del manantial de Bouchermou. (D) y (E) Brechas dominantes NW-SE mostrando intensa brechificación tectónica.

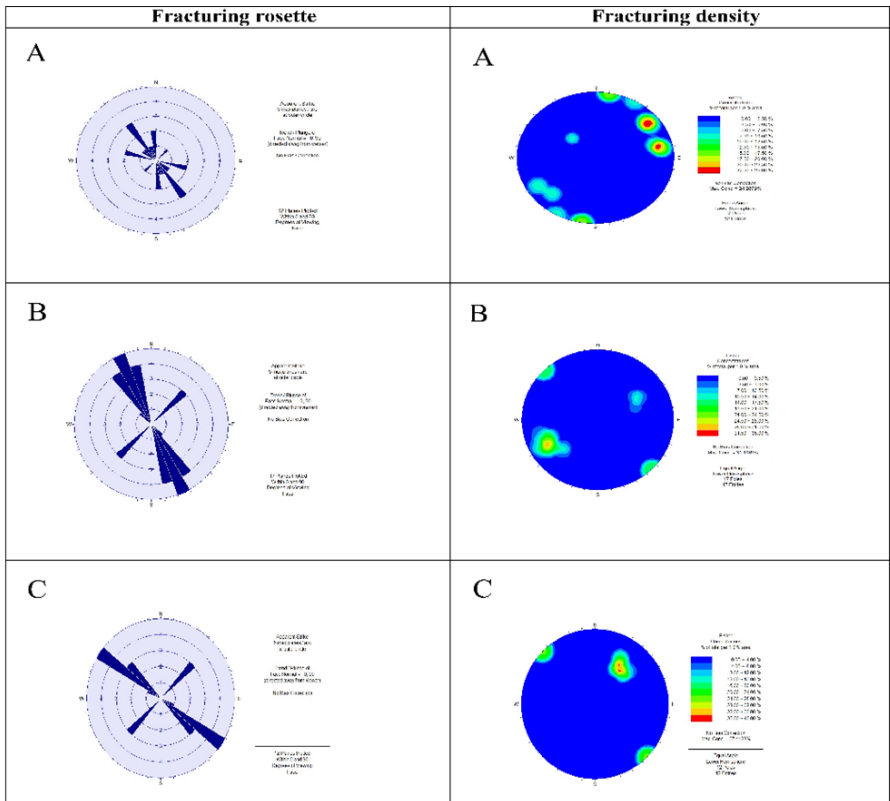


Fig. 6.- Rose diagrams of fracture direction and density diagrams of the dip directions of fracturing measured at the Ain Bouchermou (A), Ain Boujaoui (B) and Ain Maârouf (C) springs. See color figure in the web.
Fig. 6.- Diagramas de rosa de la dirección de fracturación y diagramas de densidad de las direcciones de buzamiento de fracturación medidas en los manantiales de Ain Bouchermou (A), Ain Boujaoui (B) y Ain Maârouf (C). Ver figura en color en la web.

du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc).

Doctorat d'Etat, Université Hassan II, Casablanca.

Bouya, N. and El Ouardi, H., 2014. *Geogaceta* 56, 39-42.
Bouya, N. (2014). *Utilisation des données géophysiques aéroportées magnétiques et spectrométriques dans la cartographie géologique de la partie NE du massif central marocain et des causses moyen-atlasiques* (Doctoral dissertation, Thèse Doctorat, Univ. Moulay Ismail, Fac. Sciences).
Charrière, A. (1990). *Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: Le Moyen-Atlas au SE de Fes (Maroc)* (Doctoral dissertation, Toulouse).
El Fartati, M., Hinaje, S., Yaagoub, D., Idrissi, B.E.F., Amrani, S., Gharmane, Y., Lai-che, M., Drissi, Y. and Tagma, T. (2023). *Journal of African Earth Sciences*, 205, p.104996. <https://doi.org/np57>
El-Ouardi, H., Boualoul, M., Ouhammad, H., Habib, M., Muzarafuti, A., Allaoui, A. and Amine, A. (2018). *Geogaceta*, 63, pp.119-122.
Hinaje, S. (2004). *Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas central (Midekt-Errachidia) depuis le Trias jusqu'à l'actuel*. Unpublished Thesis (Doctorat d'Etat). Mohamed V University, Rabat, Morocco, 393.
Maillet, E.T. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine & fluviale*. A. Hermann. 280 p.

Nuevas evidencias de plegamiento sinsedimentario de los conglomerados de Sant Miquel de Montclar (Eoceno, Cuenca del Ebro, NE de España)

New evidences of synsedimentary folding of the Sant Miquel de Montclar conglomerates (Eocene, Ebro basin, NE Spain)

Miguel López Blanco^{1,2*}, Ming Ma^{1,3}, Elisabet Beamud^{2,4}, Miquel Marín⁵ y Elisenda Costa^{1,6}

¹ Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, UB. 08028 Barcelona, España. m.lopezblanco@ub.edu

² Institut UB-Geomodels, Facultat de Ciències de la Terra, UB. 08028 Barcelona, España.

³ Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China. mam@lzb.ac.cn

⁴ Laboratorio de Paleomagnetismo CCiTUB GEO3BCN. 08028 Barcelona, España. betbeamud@ub.edu

⁵ SLB, Abingdon Technology Center, OX14 4RU Milton, Reino Unido. miquel.a.marin@gmail.com

⁶ INS Torrent de les Bruixes (Departament d'Educació Generalitat Catalunya) c/ Sta. Eulàlia s/n, 08921 Santa Coloma de Gramenet. elisendacg@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

The alluvial conglomerates of the Sant Miquel Formation, deposited during the Priabonian (upper Eocene) in the SE margin of the Ebro basin, are a classic example of progressive unconformity or growth strata. Recent works have shown that the relationships and geometries formerly interpreted as associated to this kind of setting are related to other very different processes and elements. However, in areas close to Vallespinosa it has finally been possible to describe geometries attributable to a progressive unconformity and growth strata related to the folding of the NW margin of the Catalan Ranges and demonstrating the clear syntectonic character of the Sant Miquel conglomerates Fm.

Key-words: Ebro basin, Alluvial fan, Eocene, Growth-strata, Syntectonic.

RESUMEN

Los conglomerados aluviales de la Formación Sant Miquel, depositados durante el Priaboniense (Eoceno superior) en el margen SE de la Cuenca del Ebro son un ejemplo clásico de discordancia progresiva. Trabajos recientes han demostrado que las relaciones y geometrías anteriormente interpretadas como relacionadas con dichas discordancias progresivas se corresponden con otros procesos y elementos muy distintos. Sin embargo, en zonas próximas a Vallespinosa sí que se han podido describir finalmente geometrías atribuibles a una discordancia progresiva relacionada con el plegamiento del margen NW de las Cadenas Costeras Catalanas y demostrando el claro carácter sintectónico de la Fm. Conglomerados de Sant Miquel.

Palabras clave: Cuenca del Ebro, Abanico aluvial, Eoceno, Discordancia progresiva, Sintectónico.

Geogaceta, 77 (2025), 35-38

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108687>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

Los conglomerados de Sant Miquel de Montclar (Fm. Sant Miquel) conforman una unidad conglomerática aluvial proximal que se depositó durante el Eoceno superior en el margen SE de la Cuenca del Ebro. Estos conglomerados se encuentran afectados por el plegamiento asociado a la estructuración del margen de la cuenca (contacto con las Cadenas Costeras Catalanas) y se han descrito como un ejemplo clásico de discordancia progresiva compuesta (Benzaquen, *et al.*, 1973, Anadón *et al.*, 1986).

Trabajos recientes (Carrera *et al.*, 2020, López-Blanco *et al.*, 2024) han determinado que la mayoría de las geometrías y relaciones estratigráficas originalmente interpretadas como eviden-

cias de la presencia de una discordancia progresiva no son más que superficies de falla, geometrías relacionadas con pliegues y contactos discordantes en la base de unidades recientes (¿Plio? -Cuaternario).

En el presente trabajo se presentan una serie de geometrías, no descritas hasta el momento, que sí evidencian el carácter sintectónico de estos conglomerados mediante una serie de discordancias intraformacionales (discordancia progresiva compuesta) en la transversal de Vallespinosa.

Metodología

El trabajo realizado se basa en un estudio de campo clásico en el que se han cartografiado a escala 1:5000 las princi-

pales unidades, líneas de capa y discontinuidades dentro de los conglomerados de la Fm. Sant Miquel. También se han tomado abundantes datos de buzamiento de la estratificación, principalmente a lo largo de cuatro transectos perpendiculares a la estructura, para caracterizar bien la geometría de los estratos sintectónicos.

Contexto Geológico

La Cuenca del Ebro se corresponde con la unidad más meridional y no deformada del Sistema de Antepaís Surpirenaico. Está limitada al norte por el frente de deformación pirenaico mientras que al SW y al SE la limitan los relieves de la Cadena Ibérica y las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1). El relleno de la cuenca



Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del NE de España con la situación del área estudiada en el margen SE de la Cuenca del Ebro. (Ver figura en color en la Web)

Fig. 1.- Geologic sketch map of NE Spain showing the study area location in the SE margin of the Ebro basin. See color figure in the online version

se puede dividir en 2 episodios principales: uno inferior (Paleoceno-Priabonense) en el que la cuenca estaba conectada con el océano Atlántico hacia el NW, por el golfo de Vizcaya y un segundo episodio en el cual ya no existe conexión con cuencas oceánicas y la sedimentación es totalmente endorreica (Cabrera *et al.*, 2011, Garcés *et al.*, 2021).

El Margen SE de la cuenca está limitado por las estructuras contractivas (pliegues y cabalgamientos) de las proto-Cadenas Costeras Catalanas que se desarrollaron como una cadena de intraplaca durante el Paleógeno (Anadón *et al.*, 1985, Guimerà, 1988, López-Blanco 2002, Marín *et al.*, 2021). Asociados a la denudación de los relieves de estas cadenas se desarrollaron una serie de abanicos aluviales (P. ej., Romagats, Sant Llorenç del Munt, Montserrat, Sant Miquel,

Montserrat, etc.) que datan la progresiva migración hacia el SW de la deformación en el frente de las Cadenas Costeras Catalanas a lo largo de este margen (Anadón *et al.*, 1985).

Este trabajo se centra en los conglomerados del abanico de Sant Miquel de Montclar de edad Eoceno superior, cuyos niveles inferiores todavía tendrían equivalentes marinos en zonas más distales de la cuenca (López-Blanco, *et al.*, 2024), pero que mayoritariamente se depositaron durante el estadio endorreico de la Cuenca del Ebro.

Estratigrafía

La sucesión cenozoica de la zona estudiada descansa discordantemente sobre un Triásico germánico típico de las

Cadenas Costeras Catalanas (*Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*) que a su vez se depositó discordante sobre el zócalo Paleozoico. La sucesión estratigráfica paleógena abarca desde el Paleoceno al Oligoceno e incluye las unidades marinas de la Fm. Orpí (Ilerdiense) y Grupo Santa Maria (Bartoniense-Priabonense) intercaladas entre las unidades continentales de la Formación Mediona (Tanethiense), Grupo Pontils (Ilerdiense-Bartoniense) y Grupo Barberà-Anoia (Bartoniense-Oligoceno) al que pertenece la Fm. Sant Miquel (Anadón, 1978, Colldeforns *et al.*, 1994) (Fig. 2).

La Formación Conglomerados de Sant Miquel de Montclar (Colombo, 1980, 1986) está constituida por una sucesión de cerca de 700m de conglomerados con intercalaciones arenosas y lutíticas depositados a partir de procesos de *sheet* y de *stream flood* correspondientes a un sistema de abanico aluvial proximal de procedencia SE (Colombo, 1986). Esta unidad pasa lateralmente a las unidades aluviales distales de las formaciones Riu de Boix al E y Montblanc al W.

La edad de la Fm. Sant Miquel es Priabonense, con su base dentro del cron C16n, su techo en la parte inferior del C13r y una duración entre 1,5 y 2 Myr (Beamud, *et al.*, 2012, López-Blanco *et al.*, 2024).

Estructura

La estructura de la zona se puede resumir en un monoclin de orientación NE-SW y vergencia NW que levanta el bloque del Gaià al SE (anticlinal de Carme-Cabra) con respecto a la Cuenca del Ebro al NW (Marín *et al.*, 2021). Dicho pliegue se ha interpretado como la estructura frontal asociada al emplazamiento en profundidad del cabalgamiento de Gaià-El Camp que involucra tanto al basamento paleozoico como las coberturas triásica y cenozoica (Marín *et al.*, 2021).

Los datos de buzamiento medidos en la Fm. Sant Miquel y otras unidades eocenas (Fig.2) muestran una clara disminución progresiva de los valores de buzamiento en sentido NW, evolucionando entre máximos superiores a 65° al SE y mínimos por debajo de 10° al NW. Dicha disposición indica que estos materiales se encuentran formando parte de la flexión sinclinal que delimita el monoclin al NW. La orientación de la char-

nela del pliegue varía entre NNE-SSW y NE-SW según la sección, con valores de entre 15/193 (zona SW) y 07/237 (zona NE). Esta estructura es un pliegue abierto con una zona de charnela redondeada, por lo que no es sencillo localizar o trazar cartográficamente su superficie axial con detalle.

Discordancias

En las secciones de cota baja (carretera TV-2015 y fondo de la Coma del Soler), las variaciones de buzamiento son progresivas y atribuibles a los diferentes dominios de buzamiento a través del pliegue (Fig.2). Sin embargo, en las secciones de mayor altitud (Puig de Comaverd y cresta entre la Coma del Soler y la TV-2015), los cambios entre dominios de buzamiento ocasionalmente vienen marcados por la presencia de discordancias angulares que afectan a la Fm. Sant Miquel (Fig. 2 y 3). Dichas superficies de discontinuidad son claramente identificables en vistas de paisaje (Fig.3), coincidiendo con cambios bruscos en los valores de buzamiento y truncación de los estratos más antiguos. Estas discordancias son evidentes hacia el SE y evolucionan a superficies de concordancia hacia el NW. Estas geometrías se corresponden con una discordancia progresiva compuesta.

La discordancia inferior (D1) muestra una angularidad aproximada de 42° en la transversal del Puig de Comaverd y de unos 24° en la siguiente cresta situada al NE. La discordancia superior (D2) implica una angularidad de 11° en la transversal de Comaverd, mientras que en la siguiente cresta al norte ya no se aprecia su existencia (Fig.2).

En secciones al NE de Vallespinosa (fuera del ámbito de la Fig. 2) se han observado geometrías atribuibles a una discordancia angular, más baja estratigráficamente que D1 y que afecta a las unidades basales de la Fm. Sant Miquel, por lo que probablemente las dos discordancias descritas en este trabajo no son las únicas relacionadas con la discordancia progresiva compuesta.

Discusión y Conclusiones

La estructura interna de los conglomerados de Sant Miquel de Montclar al NW de Vallespinosa (flexión sinclinal interrumpida en dos ocasiones por discordancias angulares intraformacionales) es

coherente con su sedimentación simultánea al desarrollo del pliegue frontal de la Cadenas Costeras Catalanas. Como resultado, la estructuración del frente de deformación en esta área se puede datar como Priaboniense.

Las geometrías de los estratos y su relación con las discordancias apuntan a que este pliegue frontal creció a partir de un proceso de rotación del flanco (*limb rotation*) generando un abanico de capas con discordancias intraformacionales. Este hecho encaja con la hipótesis de que esta estructura frontal es un pliegue de propagación de falla y está controlado por una zona de cizalla triangular distribuida en el extremo (*tip*) superior del cabalgamiento de Gaià-El Camp (Marín *et al.*, 2021).

La revisión cartográfica de zonas ya estudiadas utilizando bases topográficas e imágenes de mayor resolución que en los trabajos originales, puede dar lugar a nuevos datos e interpretaciones. En nuestro caso, ha resultado en la reinterpretación de un ejemplo clásico de discordancia progresiva donde se han podido describir nuevas geometrías hasta el momento desconocidas.

Contribución de los autores

Todos los autores han contribuido en la adquisición de datos y revisión del manuscrito. M. López-Blanco, además, se ha ocupado de la Estructura del trabajo, metodología, figuras, investigación/análisis, coordinación y supervisión.

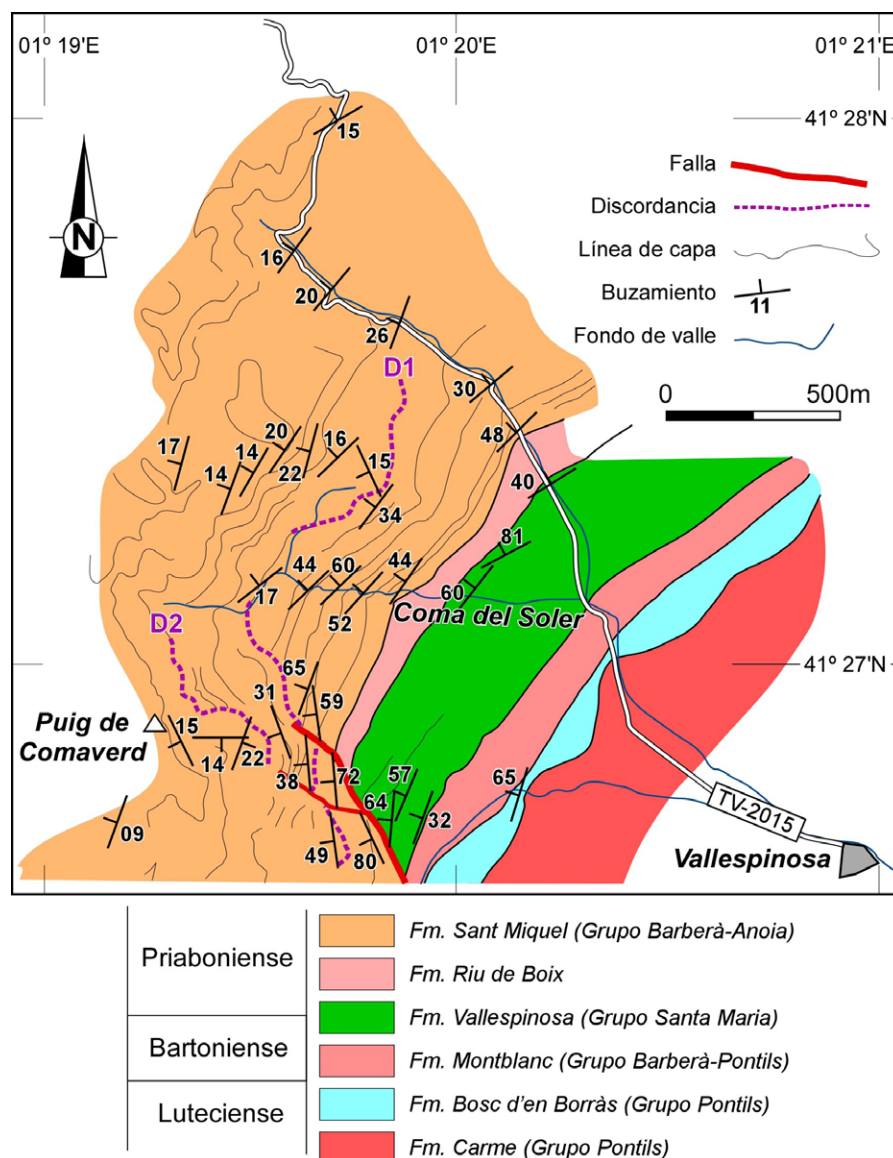


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de las unidades paleógenas de la Cuenca del Ebro entre el Puig de Comaverd y la carretera TV-2015 a Vallespinosa. (Ver figura en color en la Web)

Fig. 2.- Geologic sketch map of the Paleogene units of the Ebro basin between the Comaverd hilltop and the TV-2015 road to Vallespinosa. See color figure in the online version

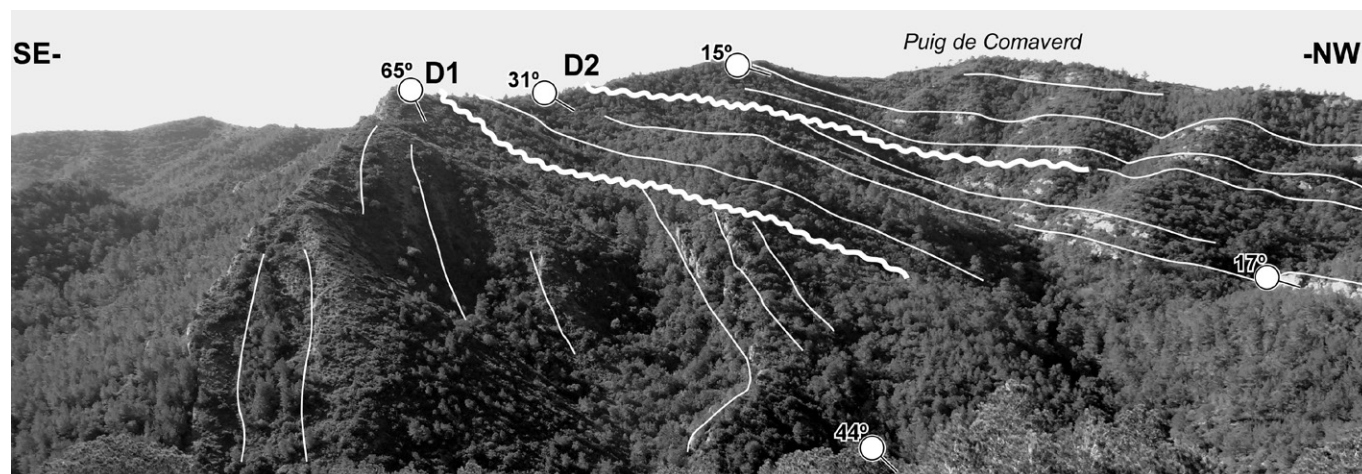


Fig. 3.- Vista de paisaje de las dos discordancias intraformacionales afectando los conglomerados de Sant Miquel de Montclar en la zona SW (Puig de Comaverd).

Fig. 3.- Landscape view of the intraformational unconformities within Sant Miquel de Montclar conglomerates along the SW area (Puig de Comaverd).

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos IMPACSISS (PID2019-106440GB-C21) del Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España y por el Grupo de Investigación 2021 SGR 00076 "Geodinàmica i Anàlisi de Conques" de la Generalitat de Catalunya. Los autores agradecen también el trabajo y comentario de los revisores anónimos.

Referencias

- Anadón, P. (1978): *El Paleógeno inferior anterior a la transgresión «Biarritzien-se» (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona)*. Tesis doct. Univ. De Barcelona, 267 p. Resumen publicado en Estudios Geológicos 34, 431-440.
- Anadón, P., Cabrera, Ll., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985). En: *Strike-slip tectonics and sedimentation* (Biddle, K.T., Christie-Blick, N., Eds.), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 303–318.
- Anadón, P., Cabrera, Ll., Colombo, F., Marzo, M. y Riba, O. (1986). En: P.A. Allen y P. Homewood (Eds.) *Foreland Basins*. IAS Special Publications. 8, 259-271.
- Beamud, E., Costa, E., Garcés, M., Marín, M., Cabrera, Ll., Roca, E. y Gómez-Paccard, M. (2012). *Geotemas* 13, 1116-1119.
- Benzaquen, M., Nuñez, A., Martínez, W., (1973). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 418 (Montblanc) y memoria*. IGME, Madrid, 41 p.
- Cabrera, Ll., Arbués, P., Cuevas, J.L., Garcés, M., López-Blanco, M., Marzo, M. y Valero, L. (2011). En: *7 Pre-Meeting Field Trips Guidebook, 28th IAS Meeting, Zaragoza* (C. Arenas, L. Pomar y F. Colombo Eds.) SGE, Geo-Guías 7. 151-198.
- Carrera, N., López-Blanco, M., Arbués, P., Beamud, E., Garcés, M., Marín, M. y Cabrera, Ll. (2020). *Caracterització litostratigràfica i estructural i cartografia geològica del Paleogen dels fulls de Sarra (67-31) i Montblanc (67-32) del Mapa Geològic de Catalunya 1:25000*. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Informe técnico CG-0006/20 (inédito) 70 p.
- Colldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, Ll. (1994). *Geogaceta* 16, 98-101.
- Colombo, F. (1980). *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalanides*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 609 p.
- Colombo, F. (1986). *Cuadernos Geología Ibérica* 10, 55-115.
- Garcés, M., López-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J.A., Oliva-Urcia, B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. y Cabrera, L. (2020n). *Marine and Petroleum Geology* 113, 104105.
<https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2019.104105>
- Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 600p.
- López-Blanco, M. (2002). *Sedimentary Geology* 146, 133-154.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00170-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00170-1)
- López-Blanco, M., Carrera, N., Arbués, P., Beamud, E., Garcés, M., Marín, M.A., Cabrera, Ll., Roca, E., Ferrer, O. y Gratacos, O. (2024). En: *XI Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.
- Marín, M., Roca, E., Marcuello, A., Cabrera, Ll. y Ferrer, O. (2021). *Tectonophysics* 814, 228970.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228970>

Paleogeographic imprint of a piggy-back basin rotation. The Ainsa Basin (South-central Pyrenees)

Huella paleogeográfica de la rotación de una cuenca piggy-back: La Cuenca de Aínsa (vertiente sur del Pirineo central)

Antonio Barnolas¹ and Tania Mochales^{2*}

¹ Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain. toni.barnolas@gmail.com

² Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, Unidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain. t.mochales@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Sedimentary geometries and paleocurrent distribution from the Ainsa basin support the paleomagnetic data about its rotation and chronology. The Ypresian foreland platform margin, folded in the Boltaña anticline, predates thrusting and related piggyback basin transport. An early Lutetian initiation for the thrust-fold of the Boltaña – Balces system is consistent with the onlap geometries on the east limb of the Boltaña anticline. In the mid Lutetian, growth strata followed by an angular unconformity in the carbonate west limb of the Balces anticline postdates the fault-propagation folding in the Boltaña-Balces system. The forced deltaic progradation that filled the Ainsa basin following the syncline geometry during the mid to late Lutetian (Sobrarbe Fm) track this mid-Lutetian unconformity. The Campodarbe Group, including the Escanilla Fm (Bartonian – middle Priabonian), is connected to the hinterland tectonic uplifting by the Gavarnie thrust with a new palaeogeography and basin configuration. Sedimentary data reinforce a post-Lutetian (Bartonian – middle Priabonian) main event of rotation.

Key-words: Rotation, Paleomagnetism, Piggy-back basin, Sedimentary Basin, Pyrenees.

RESUMEN

La geometría sedimentaria y distribución de paleocorrientes en la Cuenca de Aínsa, son coherentes con los datos paleomagnéticos de la rotación y su cronología. El margen de la plataforma de antepaís Ypresiense, plegado por el anticlinal de Boltaña, es anterior al cabalgamiento y emplazamiento de la cuenca piggyback asociada. Un inicio del cabalgamiento y pliegues asociados del sistema Boltaña-Balces para el Luteciense inferior, es coherente con la geometría en onlap en el flanco oriental del anticlinal de Boltaña. La discordancia progresiva y angular de las calizas del Luteciense medio del flanco occidental del anticlinal del Balces postdata el sistema de pliegues de propagación de falla de Boltaña-Balces. La progradación deltaica forzada del Luteciense medio y superior que rellena la cuenca de Ainsa siguiendo la geometría del sinclinal es posterior a la discordancia del Luteciense medio. El Grupo Campodarbe, incluida la Fm Escanilla (Bartoniense – Priaboniense medio) está relacionado con el levantamiento tectónico del margen activo por el cabalgamiento de Gavarnie, con una nueva configuración paleogeográfica de la cuenca. La información sedimentaria apoya una edad post-Luteciense (Bartoniense – Priaboniense medio) para el evento principal de rotación.

Palabras clave: Rotación, Paleomagnetismo, Cuenca piggyback, Cuenca sedimentaria, Pirineos.

Geogaceta, 77 (2025), 39-42

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108867>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 22/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

A thin-skinned foreland-ward sequence of thrust sheets is recognised lateral to the western oblique ramp of the South-Central-Pyrenean structural unit (Séguret, 1972). This sequence is detached on the upper Triassic saline deposits and includes a progressively thin and incomplete Mesozoic cover, with transitional Mesozoic-Cenozoic red beds on their top. Westwards, a progressively younger Paleocene and Eocene section overlaps the Mesozoic sequence. The overlapping sequence involves basal backstepped shallow carbonate platform units deposited at the foreland basin margin, which were

successively drowned and buried in onlap by hinterland-sourced terrigenous sediments wedging forelandwards. The Eocene succession shows a general classic underfilled to overfilled trend from deep marine (canyon fill) to terrestrial sedimentation. Later, this sequence engaged in the Oligocene South-Pyrenean Frontal thrust sheet. The present erosional level provides an excellent outcrop exposure with a sequence of near N to S trend ramp anticlines along the External Sierras (Séguret, 1972).

Early studies assumed that this sequence represented a westward progradation of the deformation, whereas the sin-sedimentary infill accommodates the growing structures during Middle Eocene times (Dreyer *et al.*, 1999; Millán *et al.*, 2000; Michael *et al.*, 2014). Paleomagnetic studies (Dinarès, 1992; Pueyo, 2000; Mochales *et al.*, 2012a; Muñoz *et al.*, 2013; Rodríguez-Pintó *et al.*, 2016) show that these folds grew and were rotated clockwise progressively after the main stage of its structural emplacement.

This work focused on the eastern part of this fold sequence, the Boltaña anticline and its piggyback syncline, the Sobrarbe syncline, commonly known as the Ainsa Basin. The present research focuses on how the sedimentary geometries and tectonic-sedimentary evolution of the Ainsa Basin agree with the rotational chronology obtained from paleomagnetic research.

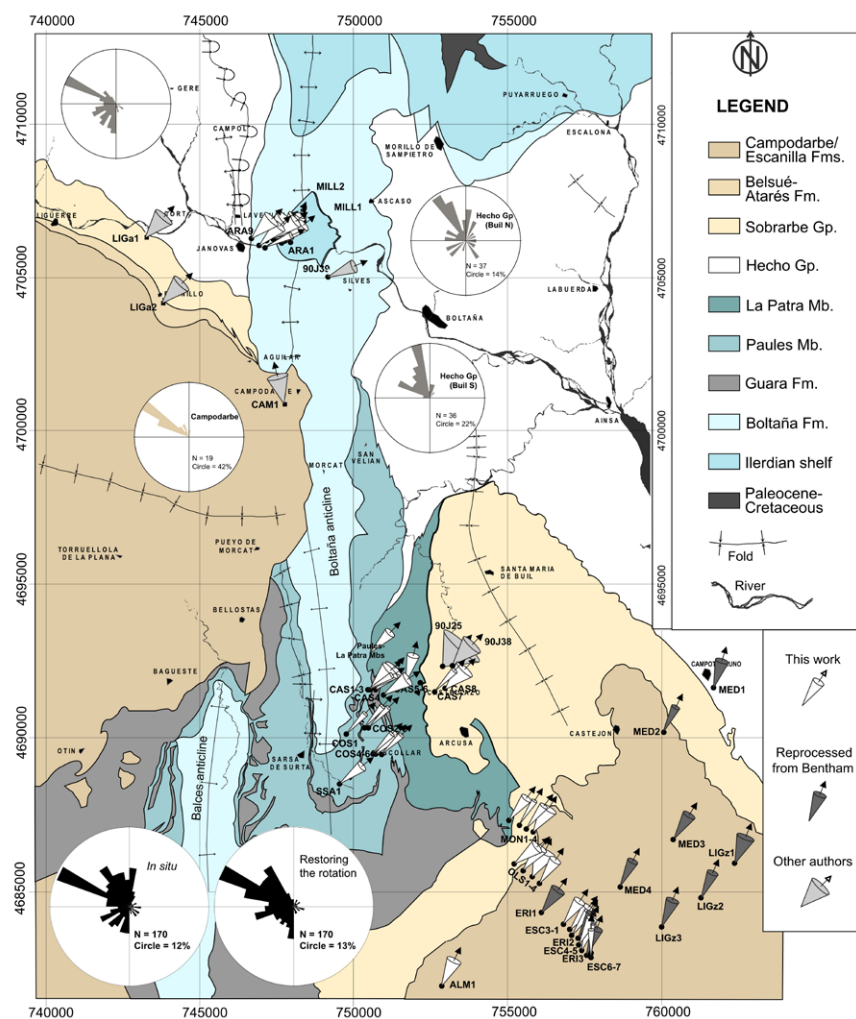


Figure 1.- Simplified geologic map of the Ainsa Basin, including cones and magnetic declination and compiled paleocurrents. Bottom left diagrams: Left) Paleocurrents with bedding restoration. Right) Paleocurrents *in situ* and restored using VAR value for each point. After restoring the rotation, a better grouping is observed (modified from Mochales *et al.*, 2012a). See the colour figure on the web version.

Figura 1. Mapa geológico simplificado de la cuenca de Ainsa incluyendo los conos de declinación magnética y la recopilación de paleocorrientes. Diagramas de la parte inferior izquierda: Izquierda) Paleocorrientes con la restitución del buzamiento. B) Paleocorrientes *in situ* restituidas usando el valor VAR en cada punto. Se observa un mejor agrupamiento después de la restitución de la rotación (modificado de Mochales *et al.*, 2012a). Ver figura en color en la versión web.

The Ainsa Basin

The Ainsa Basin (Fig. 1) expands between the top of the Boltaña–Balces anticline system until the footwall of the blind lateral ramp of the Montsec thrust sheet (in the sense of Soto *et al.*, 2002, and Muñoz *et al.*, 2013), where the slope transition between the terrigenous shelf facies of the Tresp-Graus Basin and the deeper Hecho Group facies occurs (Barnolas *et al.*, 2019, and references therein).

The late Ypresian–Priabonian succession predates, was highly influenced, and postdates the tectonic evolution of the Ainsa Basin. It includes five main facies groups (Fig. 2): 1) Shallow carbonate platform facies (Boltaña and Guara Fms) deposited in the foreland margin of the

basin. 2) Calcareous marls and carbonate breccias of the distal ramp and slope settings related to the foreland carbonate platforms (Paules and Patra Mbrs, of the San Vicente Fm; Mochales *et al.*, 2012b, and references therein). 3) Deep-marine terrigenous facies, including slope mudstones, mass wasting deposits and siliciclastic turbidites from the slope and hinterland provenance (known locally as San Vicente Fm, but formally the Hecho Group); this sequence onlaps the foreland carbonate facies in recurrent onlapping wedges. 4) A shallowing-up sequence of deltaic facies (Sobrarbe complex) that concludes the marine sedimentation in the Ainsa Basin. 5) Terrestrial red beds (Escanilla - Campodarbe Fms), which are slightly unconformable

on the basin trough (Sobrarbe syncline) and unconformable on the Boltaña – Balces anticlines high.

The basin asymmetry, inherited from its un-detached basin phase, remained up to the Mid Lutetian. The sedimentation of Sobrarbe Fm (Middle to upper Lutetian) postdates this moment, filling the basin following the piggyback syncline axis.

Rotational evidence and chronology

A comprehensive paleomagnetic database, along the entire stratigraphic succession, has provided a chronological framework for vertical axis rotations (VAR) (Mochales *et al.*, 2012a, and references therein) (Fig. 1). The rotational kinematics of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin were established through variable magnitudes of clockwise rotations, ranging between +52 and non-significant rotation, showing a decreasing pattern with time.

Only early Lutetian, non-significant basin rotation exists. At a subsequent stage, early to middle Lutetian (49 Ma to 42 Ma), at the time of the San Vicente Fm and Sobrarbe Fm sedimentation, sync-folding, pre-rotation, or rotation with a low rotational rate was produced. The rotational turning point trend was detected from the late Lutetian succession onward when the obtained rotational rates started to rise, suggesting the onset of the main rotational event. At this stage, late Lutetian-middle Priabonian (42 Ma to 35 Ma) (uppermost Sobrarbe Fm and Escanilla Fm), the thrust-propagation fold culminated, whereas the rotation rate started to increase. The rotation values shift from a 2.6 °/m.y rate, from 42 to 38 Ma (late Lutetian-Bartonian), to a 10 °/m.y rate, from 38 Ma to 35 Ma (Bartonian-Priabonian boundary to mid-Priabonian) when rotation abruptly ceased reaching the definite configuration (Mochales *et al.*, 2012a).

Sedimentary overview

The Boltaña carbonate platform drowned in the late Ypresian (mid-Cuisian) at the uppermost part of C22r near the boundary with C22n (Mochales *et al.*, 2012b). The drowning unconformity includes a complex pattern of drowned surfaces with condensed sections or car-

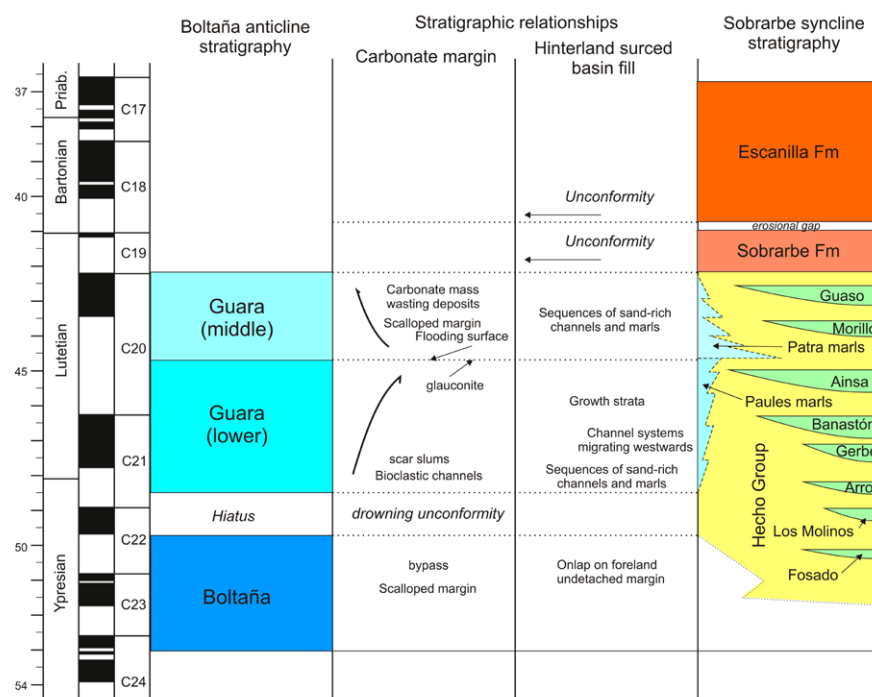


Figure 2. Simplified stratigraphic chart for the Ainsa Basin (Modified from Mochales *et al.*, 2012b and Barnolas *et al.*, 2019). See the colour figure on the web version.

Figura 2. Esquema estratigráfico simplificado de la Cuenca de Ainsa (Modificado de Mochales *et al.*, 2012b y Barnolas *et al.*, 2019). Ver figura en color en la versión web.

bonate biogenic corrosion. Condensed sections are exceptionally preserved and include sandy marl layers with abundant glauconite followed by marls where the C22n (late Cuisian) was registered (Mochales *et al.*, 2012b). Furthermore, erosional gullies and scours due to sediment bypass are also present with significant stratigraphic gaps comprising the entire late Cuisian (C22n and the lower part of C21r).

The overlying marls and marly limestones (Paules marls) include channels of shallow water bioclastic sands and carbonate breccias with lower Lutetian-attributed forms (C23r, SBZ13; Mochales *et al.*, 2012b) and are related to the lower Guara carbonate platform. The Guara platform margin, exposed south of Sarsa de Surtra village (Fig. 1), has a lower progradational trend followed by a retrogradational one, marked by a scalloped margin collapse geometry with huge carbonate breccias in the slope marls (Patra marls). A glauconitic flooding surface preludes the margin collapse (C20r, SBZ14; Mochales *et al.*, 2012b; Barnolas *et al.*, 2019). Scour lineation in the collapse surface shows a N38° direction. The Hecho Group hinterland sourced facies, which consist of marls and sand-rich channel systems, thin southwards overlapping the carbonate

margin interfingering with the carbonate slope deposits. Paleocurrents from the sand-rich channel systems (see Pickering and Hiscott, 2016 and references therein) stand in Fig. 1.

A sudden sedimentation change occurred in the Mid Lutetian (C20n, near the boundary with the C19r, SBZ15). This event, pointed out by a widespread dark double marl level, the Anoxic level of Mochales *et al.* (2012b), is related to the end of the slope sedimentation and the shift to a deltaic progradation of the Sobrarbe Fm (Barnolas *et al.*, 2019 and references therein). The progradation follows the syncline geometry of the piggyback basin northwards, turning slightly to the northwest in the later progradational stages. In the delta top transitional facies (Mondot marls), the C19n was registered (Mochales *et al.*, 2012b).

The Escanilla Fm corresponds to alluvial plain facies (fluvial channels and floodplain deposits) with finning-up sequences of low- to high-accommodation channels (Labourdet, 2011). The main level of amalgamated channels corresponds to the Olson conglomerate in the lower part of C18n (Bentham and Burbank, 1996). North provenance paleocurrents are documented (Bentham *et al.*, 1993; Dreyer *et al.*, 1993; Labourdet, 2011).

Discussion

The late Ypresian platform margin, folded by the Boltaña anticline, predates the fault-propagation fold system and the associated development of the Ainsa Basin.

The drowning of the Boltaña platform displaced the platform margin forelandwards at least 19 km, assuming the subsequent clockwise rotation of the Boltaña anticline (Barnolas *et al.*, 2019). The erosional geometry of the platform margin, exposed at the north limbs of the Boltaña anticline, and backstepping support the pre-rotational restoration and its undetached basin history.

During early Lutetian, the Boltaña-Balces fault-propagation folds started growing as it was detected by near-field kinematic indicators (Mochales *et al.*, 2010). Growth strata at the shallow platform facies of Guara Fm (middle Lutetian) in the west limb of the Balces anticline (Barnolas and Gil-Peña, 2001; Rodríguez-Pintó *et al.*, 2016) and the Jánovas fold fan of the west limb of Boltaña anticline (Mochales *et al.*, 2016) indicate a slowdown of thrust displacement and the anticlinal growth. In the east limb of the Boltaña anticline, the instability in the mid-Lutetian carbonate slope, with huge carbonate breccias, is coeval with this event.

The geometry of the Lutetian carbonate margin (Guara Fm, Paules and Patra marls) results in the Balces – Boltaña anticlines growth, which collapses in mid-Lutetian without any significant backstepping. The mid-Lutetian angular unconformity on the Balces anticline postdates the anticline growth. Later, the Sobrarbe deltaic complex accommodates its progradation through the piggyback syncline filling the basin trough. The slightly anticlockwise shift in the direction of upper sequences progradation means still from low rotational values of the basin.

Accordingly, the sedimentary target by the paleomagnetic studies was in Bartonian to middle Priabonian (Escanilla – Campodarbe units) when the abrupt rotation occurred (Mochales *et al.*, 2012a). This rotation followed abrupt basin geometry and sedimentation changes on the Sobrarbe Fm – Campodarbe Group transition. The uplift in Central Pyrenees, with a sudden input of hinterland provenance coarse alluvial sediments, led to a significant shift in the South-Pyrenean basin configuration.

Conclusions

During the Ypresian, the succession included in the Ainsa Basin was part of the Jaca undetached foreland basin.

Thrust displacement and growth folding started in the early Lutetian. Paleocurrents and migration patterns in the channel-fill systems towards the Boltaña anticline reflect a non- or low-rotational trend.

Mid-Lutetian growth folds mark the end of thrust propagation folding in the Balces – Boltaña system. The mid-Lutetian angular unconformity on the Balces anticline postdates this event.

During the mid-to late Lutetian, the Ainsa Basin was filled with the Sobrarbe complex, ending its depositional history. Younger sediments reflect new basin geometries and structural constraints.

Up to late Lutetian, Hecho Group, and Sobrarbe Fm paleocurrents maintain similar northward dominance with a secondary dominance from east and west (hinterland and foreland direct provenance). Applying rotational corrections, they are coherent with an originally non-rotated south-Pyrenean E-W trend basin. The persistence of paleocurrents through time agrees with the proposed rotational chronology of low rotational rates before late Lutetian and sudden rotation increase by Bartonian to middle Priabonian times.

The rotation postdates and follows the fault-propagation fold emplacement.

Authors contribution

Data acquisition and research (TM), article structure, methodology, writing and edition (AB and TM), figures (TM and AB).

Acknowledgements

The original data acquisition was sponsored by a PhD IGME fellowship (T. Mochales), a 2015 Research Grant from the Sobrarbe Geopark (GEO/3.2.1.3), and financial support of CGL-2006-2289-BTE

MEC and CGL2008-00809/BTE MICINN research projects. This work is supported by projects PID2020-114273GB-C22 and PID2019-108753GB-C22.

The contribution of A. Barnolas to this work is supported by PID2021-122467NB-C21 and PID2021-123917OB-I00 Projects (Agencia Estatal de Investigación).

We acknowledge Antonio Teixell (UAB) and two anonymous reviewers who helped to improve our manuscript.

References

- Barnolas, A. and Gil-Peña (2001). *Boletín Geológico y Minero* 112 (3), 17-38.
- Barnolas, A., Larrasoana, J.C., Pujalte, V., Schmitz, B., Sierro, F.J., Mata, M.P., van den Berg, B.C.J., Pérez-Asensio, J.N., Salazar, A., Salvany, J.M., Ledesma, S., García-Castellanos, D., Civis, J. and Cunha, P. (2019) In: *The geology of Iberia: a geodynamic approach* (Quesada, C. and Oliveira, J. Eds.) Cham, Switzerland: Springer. 7–59. <https://doi.org/nj23>
- Bentharn, P.A. and Burbank, D.W. (1996). In: *Tertiary basin of Spain*. (Friend P.F. and Dabrio C.J., Eds). Cambridge Univ. Press, 144–152. <https://doi.org/dg73tw>
- Bentharn, P.A., Talling, P.J. and Burbank, D.W. (1993). In: *Braided rivers* (J. L. Best and C. S. Bristow, Eds.) Geological Society of London, Special Publication 75, 177–194. <https://doi.org/djdq3k>
- Dinarès, J. (1992). *Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals*. Ph.D. thesis, Univ. de Barcelona, 462 p.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P. and Puigdefabregas, C. (1999). *Sedimentary Geology* 127, 127–169. <https://doi.org/d5f254>
- Dreyer, T., Falt, L.M., Hoy, T., Knarud, R., Steel, R.J. and Cuevas, J.L. (1993). *International Association of Sedimentologists Special Publication* 15, 57–80. <https://doi.org/ck29s2>
- Labourdette, R. (2011). *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 95 (4), 585–617. <https://doi.org/b3dxx4>
- Michael, N.A., Whittaker, A.C., Carter, A. and Allen, Ph.A. (2014). *Geological Society of America Bulletin* 126 (3–4), 585/599. <https://doi.org/f6gbdw>
- Millán, H., Pueyo, E.L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M.B. and Pocoví, A. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13 (2), 279–300.
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A. and Oliva-Urcia, B. (2010). *Geological Journal* 45, 562–581. <https://doi.org/bc3hjv>
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. and Barnolas, A. (2012a). *Journal of Structural Geology* 35, 2–16. <https://doi.org/c2sh6g>
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M., Ramajo, J. and Sanjuán, J. (2012b). *Geological Society of America Bulletin* 124 (7–8), 1229–1250. <https://doi.org/f34x2s>
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M. and Barnolas, A. (2016). *Tectonophysics* 671, 281–298. <https://doi.org/f8hcn2>
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbúes, P., Dinarès-Turell, J. and Poblet, J. (2013). *Tectonics* 32 (5), 1142–1175. <https://doi.org/f5htmh>
- Pickering, K.T. and Hiscott, R.N. (2016). *Deep Marine Systems: Processes, Deposits, Environments, Tectonics and Sedimentation*. John Wiley and Sons, West Sussex, UK.
- Pueyo, E.L. (2000). *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés)*. Ph.D. thesis, Univ. de Zaragoza. 296 p.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Calvín, P., Sánchez, E., Ramajo, J., Casas, A.M., Ramón, M.J., Pocoví, A., Barnolas, A. and Román, T. (2016). *Tectonophysics*, 677–678, 171–189. <https://doi.org/f5htmh>
- Séguret, M. (1972) *Etude tectonique des nappes et séries dcollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Ph.D. thesis Univ. de Montpellier. 155p.
- Soto, R., Casas, A.M., Storti, F. and Faccenna, C. (2002). *Tectonophysics* 350, 215–235. <https://doi.org/fhdpxg>

Geometries and sedimentary heterogeneities in high sinuosity fluvial deposits: a case study from the Capella Formation (Middle Eocene, Graus-Tremp Basin)

Geometrías y heterogeneidades sedimentarias en depósitos fluviales de alta sinuosidad: Caso de estudio de la Formación Capella (Eoceno medio, Cuenca de Graus-Tremp)

Marc Gil-Ortiz^{1,4*}, Luis Miguel Yeste², José Luis Cuevas^{3,4}, Miguel López-Blanco^{3,4}, Eider Rua-Alkain^{3,4}, Patricia Cabello^{3,4} and César Viseras²

¹ Dpt. Mineralogía, Petrología i Geologia Aplicada, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.
marc.gilortiz@ub.edu

² Sedimentary Reservoir Workgroup (SEDREGROUP). Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Av. Fuente Nueva s/n, 18071 Granada.
lmyste@ugr.es, viseras@ugr.es

³ Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.
jcuevas@ub.edu, m.lopezblanco@ub.edu, eider.rualkain@ub.edu, pcabello@ub.edu

⁴ Institut UB-Geomodels, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.
*Corresponding author

ABSTRACT

The studied succession of the Middle Eocene Capella Formation in the Graus-Tremp Basin is characterized by high sinuosity fluvial deposits. The sedimentological logged section and the obtained outcrop digital model have allowed to identify up to 3 different facies associations. These include: 1) channel fill, 2) point bar and 3) overbank deposits, showing up to three different sand-prone geobody types. Vertically, the reservoir sand-prone geobodies are often disconnected one from each other by fine-grained facies, becoming potential vertical fluid flow barriers. However, horizontally, the geobodies are frequently connected due to channel incision over underlying sand-prone geobodies, as well as by contact of crevasse splays and point bars with the main channel fills. The exceptional outcropping conditions of the studied section, make this formation as an excellent outcrop analogue for similar fluvial reservoirs with comparable features in the subsurface.

Key-words: Graus-Tremp Basin, Capella Formation, outcrop reservoir characterization, meandering river, sedimentary heterogeneity.

RESUMEN

La sucesión estudiada en la Formación Capella del Eoceno medio en la Cuenca de Graus-Tremp, está caracterizada por depósitos fluviales de alta sinuosidad. El levantamiento de una columna estratigráfica y la elaboración de un modelo digital de afloramiento han permitido identificar hasta 3 asociaciones de facies distintas. Éstas incluyen: 1) relleno de canal, 2) point bar y 3) depósitos de desbordamiento, presentando hasta tres tipos de geocuerpos arenosos distintos. Verticalmente, los cuerpos arenosos con potencial de reservorio quedan frecuentemente desconectados por facies de grano fino, posiblemente creando barreras verticales para el flujo de fluidos. Sin embargo, en dirección horizontal, los geocuerpos a menudo se ven conectados debido a la incisión de los canales sobre cuerpos arenosos infrayacentes, así como por contacto de lóbulos de desbordamiento y point bars con los principales rellenos de canal. Las excepcionales condiciones de afloramiento de la sección estudiada la convierten en un excelente análogo aflorante de reservorios fluviales con características similares en el subsuelo.

Palabras clave: Cuenca de Graus-Tremp, Formación Capella, caracterización de reservorio aflorante, río meandriforme, heterogeneidad sedimentaria.

Geogaceta, 77 (2025), 43-46
<https://doi.org/10.55407/geogaceta108969>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 25/07/2024
Fecha de revisión: 30/10/2024
Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Fluvial deposits have been historically studied due to their potential as reservoirs in the subsurface (Cabello *et al.*, 2018; Colombero *et al.*, 2017; Puig *et al.*, 2019; Yeste *et al.*, 2019, 2020).

In particular, meandering fluvial channels present a high degree of sedimentary heterogeneity (Gil Ortiz and Colombo, 2014; Cabello *et al.*, 2018; Colombero *et al.*, 2017; Yeste *et al.*, 2020, 2024a), becoming a challenge for sub-

surface management in terms of reservoir connectivity (Cabello *et al.*, 2018).

In order to accomplish this commitment, this work deals with meandering river deposits of the Capella Formation (Fm.), present in the Foreland South-Pyrenean basin.

The Middle Eocene Capella Fm. was defined by Garrido and Megías (1968) as a detrital sedimentary unit in the Graus-Tremp basin. This succession has been studied by very few authors in the past (Cuevas Gozalo *et al.*, 1985; Atkinson,

1986; Cuevas-Gozalo 1989; Yeste *et al.*, 2024b) and is characterized by nicely preserved high sinuosity fluvial to fluvio-tidal deposits. This framework provides room for a detailed study under different applied purposes.

In that sense, this study aims to carry out a geometric characterization of several geobodies present in this formation, as well as to identify the sedimentary heterogeneities that may constitute potential baffles and barriers in terms of reservoir vertical and lateral connectivity.

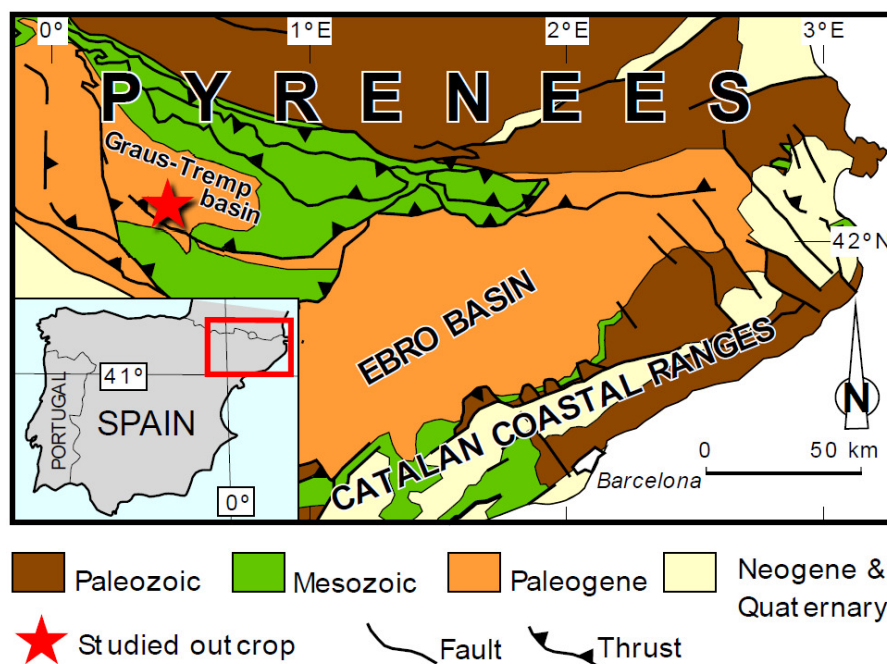


Fig. 1.- Study area with a regional geological mapping of the main units outcropping in the Southern Pyrenees. The approximate location of the sedimentological log is also highlighted with a red star.

Fig. 1.- Área de estudio con la cartografía geológica regional de las principales unidades aflorantes en los Pirineos meridionales. La localización aproximada de la columna estratigráfica está también marcada con una estrella roja.

The results of this study are intended to be used as outcrop analogues for equivalent depositional environment deposits and provide a tool for subsurface management in large-scale carbon, capture and storage, as well as hydrogen injection and storage projects.

The study area is located southward Isábena river, nearby Laguarres and approximately 5 km far from Capella, at the “Barranco del Estaball” outcrop (Fig. 1).

Geological setting

The Pyrenean orogen was formed from the Late Cretaceous to the Early Miocene as a consequence of the convergence between the Iberian and Eurasian tectonic plates. A foreland basin system was developed to the south of the developing mountain chain in response to flexural subsidence. The evolution and shortening of this orogen resulted in a series of sub-basins bounded by major structures. These basins preserved several syn-tectonic units deposited in a wide range of depositional environments, from non-marine to deep marine clastic and carbonate settings.

One of these sub-basins is the Graus-Tremp basin, an E-W oriented trough developed on the top of the Montsec thrust in the south-central Pyrenees.

The sedimentary record of the Graus-Tremp basin includes a series of non-marine to shallow marine deposits from the Paleocene up to the Oligocene. One of the main sedimentary units in this basin is the Middle Eocene Capella Formation (Cuisian-Lutetian), a non-marine to marginal marine succession, which constitutes the focus of this study.

Data and methods

A particular outcrop was selected due to the outstanding exposure conditions at the “Barranco del Estaball” (Fig. 1). This outcrop is encased in the middle part of the Capella succession according to previously measured section by Cuevas-Gozalo (1989).

An 80 m stratigraphical column was logged (Fig. 2) identifying and measuring different lithologies, grain sizes, sedimentary structures, bioturbation types and degrees.

In addition, a digital outcrop model (DOM) was built from photogrammetry with a remotely piloted aircraft system (RPAS). The RPAS used was a DJI Mavic 3 Enterprise, provided by the Drone Unit at the Scientific Instrumentation Center of the University of Granada. For the DOM, the Agisoft Metashape™ software was used, a specifically designed tool for drone-based mapping.

The virtual outcrop model was used to complement the traditional outcrop study and sedimentary logging with a digital characterization of the main geobodies identified in the outcrop, providing geometrical data, such as dimensions and shapes, and an estimation of connectivity among them.

Results

The stratigraphic section and the DOM at the “Barranco del Estaball” outcrop, allowed to identify at least three different facies associations, including:

Channel fill

Three different lenticular geobodies were identified in the logged section (Fig. 2). These are characterized by a fining-upward succession of coarse- to medium-grained sandstones with erosive base and common mud clasts associated with this base and occasional micro-conglomeratic lags. Thickness of these packages oscillates between 40 cm to almost 5 m and their lateral extension usually exceeds 50 m (Fig. 3). The main primary sedimentary structures present grade from moderate to high energy trough cross-bedding at the base to lower energy ripple cross-lamination to the top. Bioturbation in these geobodies is common, mostly associated with *Taenidium* ichnofossils, restricted to the uppermost part of the channel fill, denoting a decrease in the energy of the system and/or abandonment of the channel.

The interpretation of this facies association corresponds with waning fluvial discharge on channels, according to the lenticular shape of the geobody, erosive base with conglomeratic lags, fining-upward grain-size trend and sedimentary structures found in these deposits.

Point bar

This facies association was not apparently logged but clearly identified in the DOM (Fig. 3). It is characterized by fine to medium-grained sandstones with large-scale epsilon cross bedding and ripple cross-lamination. Characteristic silty cm-thick layers bound individual sigmoidal packages is around 6 m, with a

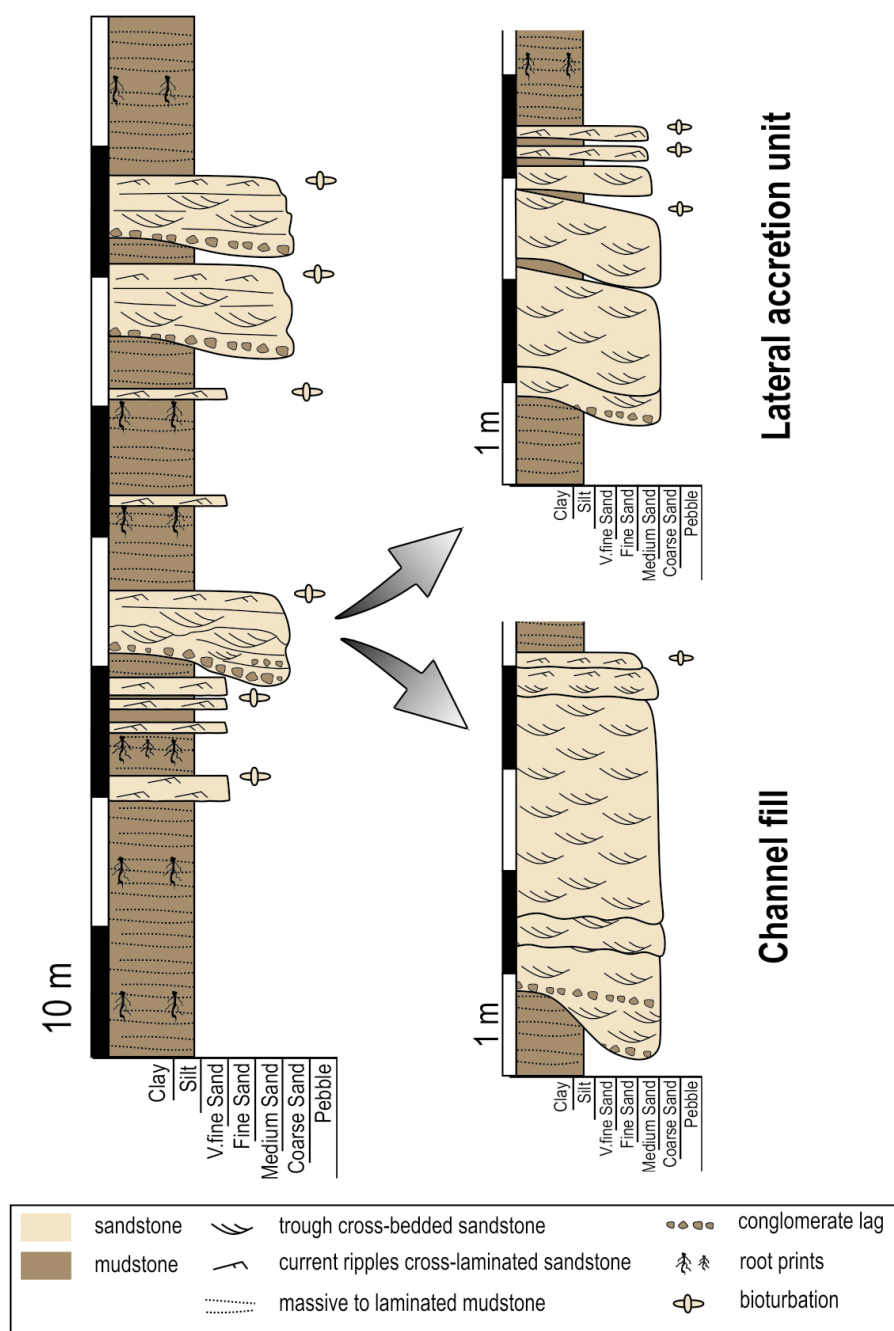


Fig. 2.- Synthetic stratigraphic column of the logged section in the study area (left). See also at the right side of the figure, a closer view of the channel fill interpretation (below) and the point bar (above) connected to this channel infill body, showed in Figure 3.

Fig. 2.- Columna estratigráfica sintética de la sección medida en el área de estudio (izquierda). Véase también en la parte derecha de la figura, una vista cercana de la interpretación del relleno de canal (abajo) y la point bar (arriba) conectada a este cuerpo de canal, mostrados en la Figura 3.

lateral extension of more than 60 m (Fig. 3). Bioturbation at the uppermost part of these geobodies is common, often associated with *Taenidium* ichnofossils.

The interpretation for this facies association is point bar deposits according to lateral accretion surfaces with silty laminae bounding individual bars, possibly related with periods of waning energy after point bar deposition. Sedimentary structures and typical fining-upward trend of these packages supports also this interpretation.

Overbank

This facies association is mainly formed by ochre silt to clay-rich deposits with a characteristic modified fabric by root traces and carbonate nodules (Fig. 2). Bioturbation is common in some of these sandy packages, being *Taenidium* and *Arenicolites* the most frequent ichnotaxa.

The interpretation for this facies association is low-energy non-confined deposits in a nonmarine environment with

an advanced level of pedogenesis. This fine-grained material would come from overflowing in channels during flood events.

Despite of being a facies association dominated by fine-grained sediment, there are several cm-thick sand-prone packages, with planar base and convex top (Fig. 3), and with common occurrence of ripple cross-lamination (Fig. 2), extending for several tens of metres.

These are interpreted as crevasse splay deposits associated with breaching of channel levees during high energy floodings.

Discussion

After previous sedimentological characterization, the studied section of the Capella Fm. is defined as a highly heterogeneous succession, in terms of sedimentary geobodies and lateral and vertical connectivity.

In this case, the vertical connectivity of the geobodies is often interrupted by overbank fine-grained deposits. However, in some cases, channel incision helps to connect some of these sand-prone levels by truncating down into the muddy section. Thus, vertical connectivity of potential reservoir intervals seems to be often guaranteed, at least in some points along and across the section.

Despite of the fact that many of these geobodies are apparently disconnected one to each other, the DOM has proved the lateral connection of many sandy intervals by means of lateral migration of point bars (Fig. 3), which are eventually in contact with the main channel feeding the system. Furthermore, usually thin crevasse splay deposits encased into the overbank matrix, provide lateral connectivity of the main channels with other channel, point bar and crevasse deposits, becoming an excellent assistant in the lateral connectivity of these meandering fluvial systems.

Conclusions

Three different facies associations were identified for the Middle Eocene Capella Fm. in the "Barranco del Estaball" outcrop; these include: 1) channel fill, 2) point bar and 3) overbank deposits. These facies associations can be framed into a non-marine high sinuosity fluvial depositional environment.



Fig. 3.- SE-NE oriented section of basal fluvial channel and associated point bar and crevasse splay deposits. See how channel incision helps to vertically connect potential reservoir intervals, originally disconnected one from the others. See also point bars to the left (red arrows) and crevasse splays to the bottom right, help to laterally connect sand-prone intervals. Vertical and lateral scale is 2 m showed in the bottom right-hand corner of the image.

Fig. 3.- Corte orientado SE-NE con el canal fluvial basal y depósitos asociados de point bar y lóbulo de desbordamiento. Ver como la incisión del canal ayuda a conectar verticalmente intervalos potenciales de reservorios, originalmente desconectados los unos de los otros. Ver también las point bars a la izquierda (flechas rojas) y los lóbulos de crevasse en la parte inferior derecha, ayudan a conectar intervalos ricos en arena. La escala vertical y horizontal son 2 m y se muestra en la esquina derecha inferior de la imagen.

The DOM allowed to identify up to three different sand-prone geobody types, including channels, point bars and crevasse splays. The dimensions of these geobodies seems to be controlled by the geobody type.

Excellent exposition of this outcrop allows this section of the Capella Fm. to be used as an outcrop analogue for similar subsurface high sinuosity fluvial deposits.

Authors contribution

The authors have contributed with the field work, data analysis and interpretation of the results, as well as in the manuscript preparation.

Acknowledgements

We thank the comments of two anonymous reviewers who have contributed to considerably improve the original version of this manuscript. Grants PID2022-140850OB-C21 and PID2022-140850OB-C22 funded by MICIU/AEI/10.13039/501100011033 and by "ERDF/EU" and the Research Group 2021 SGR 00076 "Geodinàmica i Anàlisi de Conques" de la Generalitat de Catalunya, are acknowledged.

References

- Atkinson, C. D. (1986). In: Wright, V.P. (ed.). Oxford, Blackwells, 139-179.
- Cabello, P., Domínguez, D., Murillo-López, M. H., López-Blanco, M., García-Sellés, D., Cuevas, J. L., Marzo, M. and Arbués, P. (2018). *Marine and Petroleum Geology* 94, 19-42. <https://doi.org/gdn99x>
- Colombera, L., Mountney, N. P., Russell, C. E., Shiers, M. N. and McCaffrey, W. D. (2017). *Marine and Petroleum Geology*, 82, 35-55. <https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2017.01.024>
- Cuevas-Gozalo, M. (1989). *Sedimentary facies and sequential architecture of tide-influenced alluvial deposits*. PhD thesis, Utrecht University, 152 p.
- Cuevas-Gozalo, M., Donselaar, M. E. and Nio, S. D. (1985). In: Mila, M. D., Rosell, J., (eds.) *6th IAS European Regional Meeting, Excursion Guide book*. Institut d'Estudis Il·lerdencs (Lleida), 215-266.
- Garrido-Megías, A. (1968). *Acta Geológica Hispánica* 3, 39-43.
- Gil Ortiz, M. and Colombo, F. (2014). *GEOGACETA* 55, 31-34.
- Puig, J. M., Cabello, P., Howell, J. and Arbués, P. (2019). *Marine and Petroleum Geology* 103, 661-680. <https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2019.02.014>
- Yeste, L. M., Henares, S., McDougall, N. D., García-García, F. and Viseras, C. (2019). In: *River to Reservoir: Geoscience to Engineering*. Geological Society, London, Special Publications, 488. <https://doi.org/10.1144/SP488.3>
- Yeste, L. M., Varela, A. N., Viseras, C., McDougall, N. D. and García-García, F. (2020). *Sedimentology*, 67, 3355-3388. <https://doi.org/10.1111/sed.12747>
- Yeste, L. M., Palomino, R., Varela, A. N., McDougall, N. D. and Viseras, C., (2021). *Marine and Petroleum Geology* 129, 105081. <https://doi.org/10.1016/j.marpet-geo.2021.105081>
- Yeste, L. M., Gil-Ortiz, M., García-García, F., Viseras, C., McDougall, N. D., Cabello, P. and Caracciolo, L. (2024a). *The Depositional Record* 00:1-28. <https://doi.org/10.1002/dep2.282>
- Yeste, L. M., Cuevas, J. L., Gil-Ortiz, M., López-Blanco, M., Cabello, P. and Viseras, C. (2024b). In: *XI Congreso Geológico de España*. Geo-temas, 20, 171.

Influencia del grado metamórfico en la densidad de las rocas metasedimentarias paleozoicas de los Pirineos Centrales

Influence of the metamorphic grade on the density of Palaeozoic metasedimentary rocks of the Central Pyrenees

Pilar Clariana^{1*}, Iban Salgado², Ruth Soto¹, Aina Margalef³, Esther Izquierdo-Llavall¹, Tania Mochales¹, Emilio L. Pueyo¹ y Conxi Ayala⁴

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

² Departamento de Geología, Universidad de Granada, Av. de Fuente Nueva, s/n, Beiro, 18071, Granada. ivansalgado99@gmail.com

³ Andorra Research + Innovation, AD600; Sant Julià de Lòria, Andorra. amargalef@ari.ad

⁴ Geosciences Barcelona, CSIC, Barcelona, Spain. cayala@geo3bcn.csic.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Systematic sampling of Palaeozoic metasedimentary rocks in a sector of the central Pyrenees has been carried out within the framework of two projects focused on the geophysical investigation of potential fields. This sampling, whose objective was the study of petrophysical properties, has allowed the analysis of rock density data obtained from 290 samples. At the same time, the density variation has been analysed as a function of the metamorphic grade of each lithostratigraphic units and the protolith composition. The results show that the High-Temperature and Low-Pressure (HT-LP) metamorphism in the area influenced the rock density, generally producing an increase in density with respect to that of the protolith.

Key-words: density, metamorphism, metasedimentary rocks, central Pyrenees.

RESUMEN

En el marco de dos proyectos centrados en la investigación geofísica de campos potenciales se ha llevado a cabo el muestreo sistemático de las rocas metasedimentarias paleozoicas de un sector de los Pirineos centrales. Este muestreo, cuyo objetivo era el estudio de las propiedades petrofísicas, ha permitido el análisis de los datos de densidad de las rocas obtenidos a partir de 290 muestras. A su vez, se ha analizado la variación de esta propiedad en función del grado metamórfico que afecta a las unidades litoestratigráficas y de la composición inicial de las mismas. Este estudio ha puesto de manifiesto que el metamorfismo de Alta temperatura y baja presión (AT-BP) existente en la zona influye en la densidad de las rocas produciendo, generalmente un aumento de la misma con respecto a la del protolito.

Palabras clave: densidad, metamorfismo, Rocas metasedimentarias, Pirineos centrales.

Geogaceta, 77 (2025), 47-50

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108697>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

El análisis de las propiedades petrofísicas es fundamental para disminuir las incertidumbres en la investigación geofísica de campos potenciales. Dentro de los campos potenciales, la gravimetría es una técnica de gran utilidad para inferir la geometría en profundidad de cuerpos y estructuras geológicas (e.g. Clariana et al., 2022, Soto et al., 2022), ya que las variaciones gravimétricas son debidas, entre otros factores, a los cambios laterales y en profundidad de la densidad de las rocas en el subsuelo (Rubio et al., 2021 y referencias allí incluidas).

En este trabajo se ha llevado a cabo el muestreo sistemático de las rocas que afloran en un sector de los Pirineos centrales (Fig. 1) para el estudio de sus propiedades petrofísicas (densidad y susceptibilidad magnética). El presente trabajo tiene como objetivo el análisis de los datos de densidad obtenidos a par-

tir del muestreo de las rocas meta-sedimentarias paleozoicas que afloran en el área de estudio y analizar la influencia del grado metamórfico en la variación de la densidad de las rocas metasedimentarias con respecto a la densidad de sus protolitos. La caracterización detallada de las variaciones de densidad permitirá obtener modelos mucho más precisos de la arquitectura del subsuelo en la Zona Axial pirenaica.

Contexto Geológico

El área de estudio se localiza en la parte centro-oriental de la Zona Axial pirenaica, desde el Granito de La Maladeta al oeste hasta el Macizo de Andorra-Mont Louis al este (Fig. 1). La Zona Axial pirenaica constituye las partes más internas de los Pirineos y conforma el eje de la cordillera. Los Pirineos son una cordillera orogénica Alpina, asimétrica de dirección E-O y de doble vergencia, en la

cual los cabalgamientos alpinos vergentes al sur, provocaron el levantamiento y exhumación de las rocas pre-cámbricas y paleozoicas de la Zona Axial (Muñoz, 1992). Estas rocas se encuentran, además, afectadas por la deformación y metamorfismo varisco previos (García-Sansegundo, 2004). En general, las estructuras variscas y alpinas muestran una orientación E-O y una vergencia generalizada hacia el sur. Las estructuras variscas se caracterizan esencialmente por pliegues muy apretados a todas las escalas y foliación asociada con marcado buzamiento hacia el norte. Los cabalgamientos alpinos, también con buzamiento hacia el norte, pueden cortar o reactivar estructuras variscas previas (Poblet, 1991).

En la zona de estudio, las rocas metasedimentarias paleozoicas están afectadas por metamorfismo de alta temperatura (AT) y baja presión (BP) relacionado con intrusiones ígneas en diferentes niveles de la corteza. Según el tipo, geometría y vo-

lumen de las rocas ígneas que intruyen y el nivel cortical en que lo hacen, Autran et al. (1970) diferenciaron tres tipos de intrusiones: (i) intrusiones en macizos inferiores, (ii) intrusiones en macizos intermedios e (iii) intrusiones en macizos superiores. En la zona de estudio estarían representados los dos últimos tipos. El segundo tipo estaría relacionado con granitos calco-alcalinos emplazados en forma de sills en niveles intermedios de la corteza, afectando a rocas en facies anfibolita como por ejemplo el Granito de Bossost, localizado en el Domo del Garona (Fig. 1). El tercer tipo estaría representado por los grandes complejos plutónicos destacando La Maladeta o Andorra-Mont Louis que se localizan en la parte superior de la corteza y que desarrollaron aureolas de metamorfismo de contacto (Fig. 1).

Metodología

Se han estudiado más de 150 estaciones realizando un total de 290 medidas de densidad en rocas metasedimentarias paleozoicas del sector estudiado de la Zona Axial. Los análisis se han realizado

a partir de muestras de roca fresca recogidas en el campo y representativas de todas las rocas que afloran en la zona estudiada. Se han agrupado en cinco unidades litológicas en función del tipo de material y edad; (1) pizarras y cuarcitas del Cambro-Ordovícico, (2) pizarras del Silúrico, (3) calizas y pizarras devónicas, (4) rocas siliciclásticas del Carbonífero pre-Estefaniense, y (5) rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del Estefaniense-Pérmico (Fig. 2a). El muestreo se realizó a lo largo de seis transectas N-S (Fig. 1), aproximadamente perpendiculares a la dirección general de las estructuras, muestreando todas las unidades atravesadas a lo largo de éstas y procurando obtener al menos dos muestras por cada afloramiento de entre 1 y 4 kg de peso. Las medidas de densidad se realizaron en los laboratorios del IGME-CSIC sobre muestras irregulares no meteorizadas y acabadas con corte de sierra. El método utilizado fue el de la doble pesada siguiendo la norma (standard UNE-EN, 1936, p. 2007) y obteniendo el valor de la densidad aparente para cada una de ellas con una incertidumbre de $\pm 3-4 \text{ kg/m}^3$.

Resultados

Los valores de densidad obtenidos se han representado sobre un mapa geológico mediante intervalos de frecuencia escogidos de manera automática por el software Qgis. Un total de ocho intervalos desde cero a 4397 kg/m^3 abarcan todos los valores de densidad obtenidos (Fig. 3). Los valores medios de densidad más elevados corresponden a las rocas del Cambro-Ordovícico (2673 kg/m^3) y del Devónico (2693 kg/m^3), el Silúrico sería la unidad que presenta rocas menos densas con una media de 2479 kg/m^3 (Fig. 2). El rango de los valores de densidad es bastante variable en todas las unidades destacando con rangos más amplios el Silúrico ($2042 - 2744 \text{ kg/m}^3$) y el Devónico ($2412 - 3031 \text{ kg/m}^3$). Por otra parte, el Estefaniense - Pérmico muestra un amplio rango, pero esto es debido a una sola muestra correspondiente a una roca volcánica que se distancia mucho de la media de esta unidad presentando un valor de 4397 kg/m^3 (Fig. 2). Las muestras correspondientes a los intervalos de mayor valor (representadas en el mapa de la figura 3 en colores azules más oscuros) se localizan en muchos casos en las áreas afectadas por metamorfismo. Estas corresponden tanto a las aureolas de metamorfismo de los grandes complejos graníticos, como la Maladeta o Andorra-Mont Louis, como a las áreas de rocas en facies anfibolita afectadas por metamorfismo de AT y BP, como el granito de Bossost o las zonas metamórficas de los alrededores de los Domos gnésicos del Aston y del Hospitalet. En el caso de las unidades del Cambro-Ordovícico, Silúrico y Devónico se puede observar que las muestras que presentan un valor de densidad por encima de la media (entre 2750 y 3050 kg/m^3 en el caso del Cambro-Ordovícico y Devónico; y entre 2650 y 2750 kg/m^3 en el Silúrico) se corresponden en su mayoría con las muestras localizadas en zonas metamórficas de grado medio-alto (Fig. 3). Sin embargo, se han registrado muestras procedentes de rocas cambro-ordovícicas localizadas en las proximidades del Domo gnésico del Aston y afectadas por metamorfismo de grado alto (zona sillimanita) que presentan valores de densidad cercanos a la media (entre 2700 y 2750 kg/m^3).

Por otra parte, las rocas muestreadas en este trabajo presentan un alto grado de deformación. En este sector de la Zona Axial, se han descrito tres eventos de de-

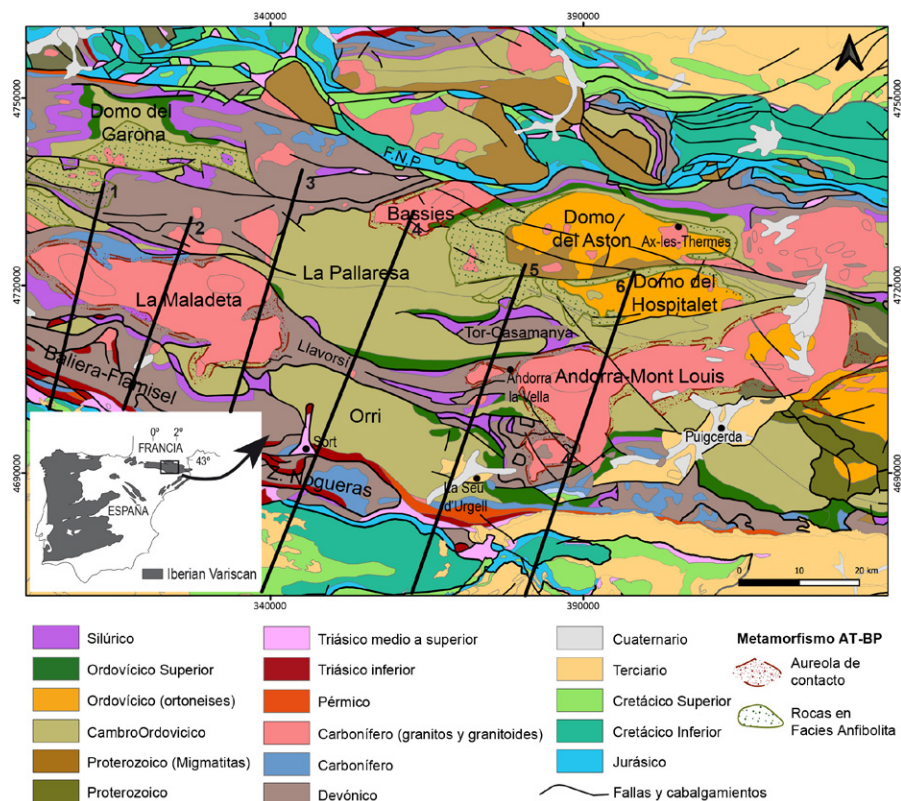


Fig. 1.- A) Mapa geológico esquemático del área de estudio, localizada en el sector central de la Zona Axial pirenaica (modificado de Ternet et al. 2008), localización de las seis transectas muestreadas y afloramientos Variscos de la Península Ibérica. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 1.- Geological sketch of the study area located in the central sector of Pyrenean Axial Zone modified from Ternet et al. (2008), location of the six sampled transects and Variscan outcrops in the Iberian Peninsula. See color figure in the online version

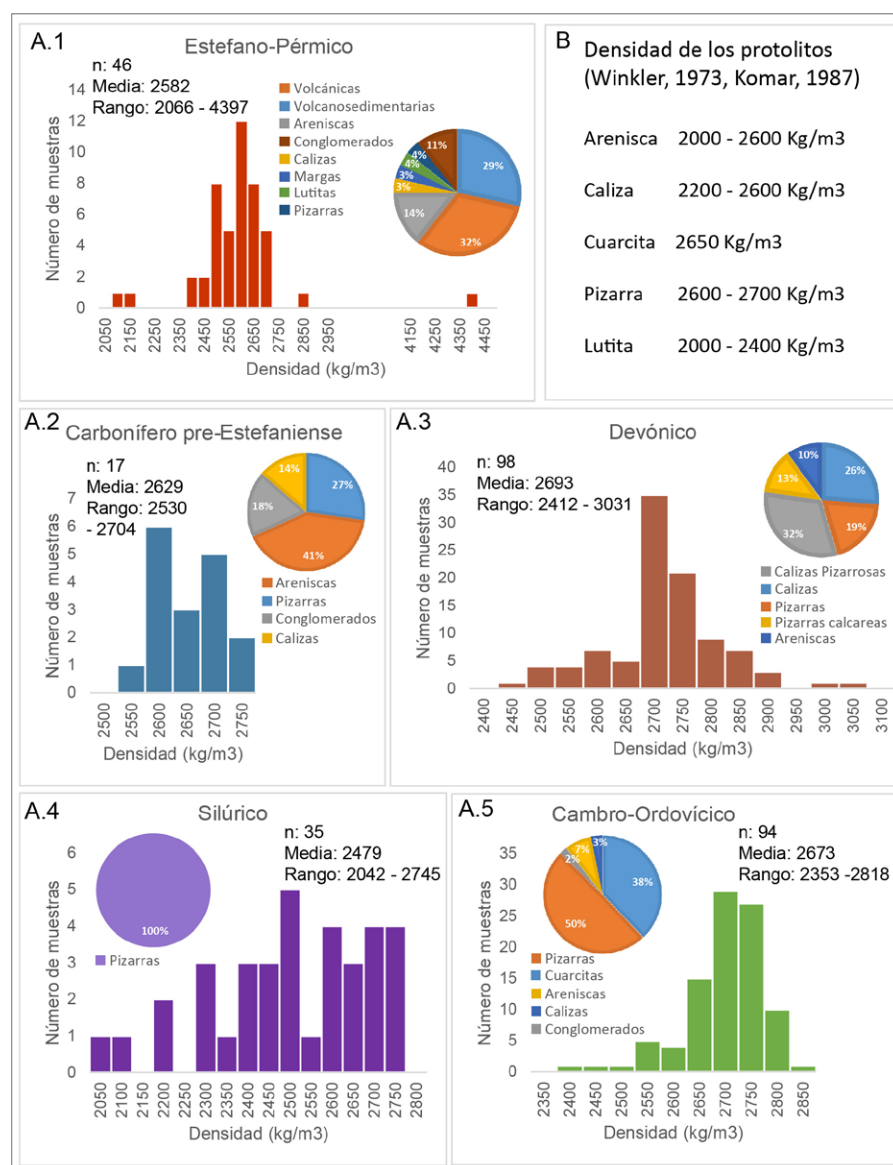


Fig. 2.- A) Histogramas de las unidades metasedimentarias diferenciadas en la zona de estudio y diagramas de litologías para cada unidad B) Valores bibliográficos de densidad de los protolitos estudiados en este trabajo. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 2.- A) Histograms of the differentiated metasedimentary units in the study area and lithology diagrams for each unit. B) Bibliographic density values of the protoliths studied in this work. See color figure in the online version.

formación varisca (García-Sansegundo et al., 2011), en todos ellos se produce el desarrollo de foliaciones tectónicas asociadas a pliegues, generalmente de dirección E-O, en el caso de los dos primeros. En el segundo episodio se originaron también cabalgamientos de orientación E-O y sentido de movimiento hacia el sur. Finalmente, el tercer evento se restringe a las zonas circundantes a los domos (fig. 1) donde se desarrollan bandas de cizalla dúctil. Esta intensa deformación afecta a todas las unidades metasedimentarias diferenciadas en este trabajo a excepción de las rocas estefano-pérmicas. Las foliaciones muestran mayor penetratividad cuando afectan a rocas pizarrosas que

cuando se desarrollan sobre rocas cuarcíticas o carbonatadas.

Discusión

A la vista de los resultados obtenidos en este trabajo se puede considerar que, en general, las rocas metamórficas presentan valores de densidad más altos que las mismas rocas con un grado de metamorfismo más bajo o no metamorfizadas. La densidad aparente de las rocas depende de la porosidad total de la muestra específica, por lo que tipos de rocas similares pueden tener un amplio rango de densidad aparente debido a las diferencias en la porosidad (Woessner y

Poeter 2020). En el caso de las rocas metasedimentarias objeto de estudio hay que tener en cuenta que su densidad está influenciada por la composición y densidad del protolito, y por el grado de metamorfismo. La composición del protolito condiciona los minerales metamórficos que se forman, por ejemplo, aquellos minerales que contienen hierro, como pirita, magnetita y hematites, tienen densidades muy altas de más de 4000 kg/m³ y por otra parte el cuarzo y el feldespato presentan densidades de 2650 y 2560 kg/m³ respectivamente (Woessner y Poeter, 2020), mientras que los minerales propios del metamorfismo de AT y BP como la andalucita, sillimanita o granate tienen densidades entre 3200 y 3500 kg/m³.

Así pues, esto podría explicar que las cuarcitas y pizarras cambro-ordovícicas del suroeste del Domo gnéico del Aston afectadas por metamorfismo de grado alto (zona sillimanita) han sufrido una intensa recrystalización que dio lugar esencialmente a cuarzo y sillimanita fibrosa y por lo tanto no presentan una densidad excesivamente alta. Además de la influencia del metamorfismo, en la zona estudiada hay que tener en cuenta la posible influencia de otros factores sobre los valores de densidad de estas rocas. Por una parte, la variabilidad litológica de algunas de las unidades metasedimentarias descritas (fig. 2A y B) influirá también en una respuesta variable bajo las mismas condiciones metamórficas. Otro factor a tener en cuenta en la zona estudiada es que las rocas presentan una intensa foliación tectónica la cual podría influir en la densidad de las mismas. La deformación de las rocas puede producir por una parte un reordenamiento de los minerales en función de la dirección del máximo esfuerzo, generando anisotropías planares, lineales, etc. Esta reordenación en principio podría considerarse como favorecedora para reducir la porosidad inicial de la roca, aunque por otra parte también supone el desarrollo de superficies de discontinuidad que podrían actuar en sentido contrario. En las rocas silúricas, por ejemplo, su naturaleza esencialmente pizarrosa favorece su actuación como nivel de despegue, por lo que se encuentran en muchas ocasiones muy tectonizadas o influenciadas por las condiciones de deformación asociada a planos de fallas y cabalgamientos, lo que podría provocar ese amplio rango de densidad reflejado en su histograma.

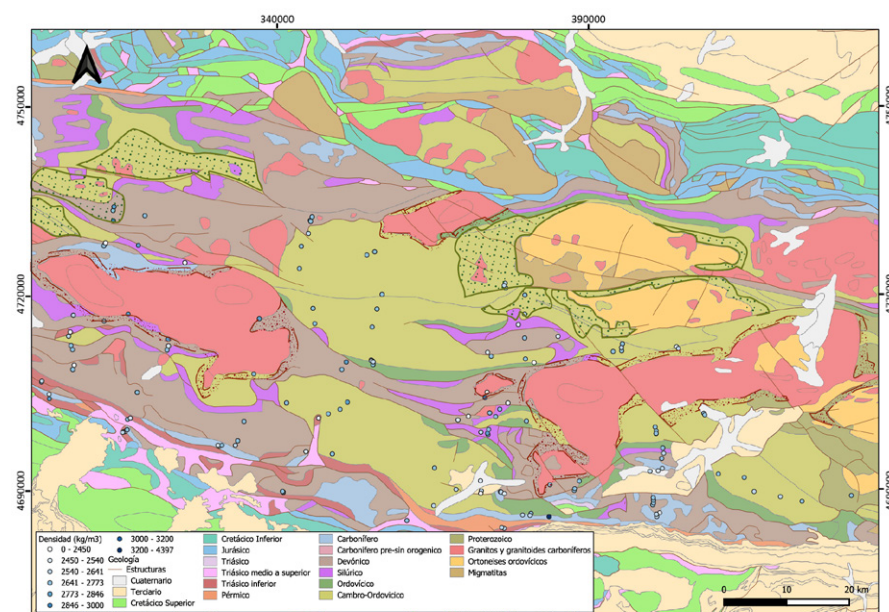


Fig. 3.- Mapa de localización geográfica de las muestras estudiadas representadas sobre las unidades litoestratigráficas y las zonas y aureolas metamórficas. Se han representado por intervalos de densidad desde los colores blancos para los valores de densidad más bajos hasta el azul oscuro que representa los valores de densidad mayores. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 3.- Geographical location map of the studied samples represented on the lithostratigraphic units and metamorphic zones and aureoles. They are represented by density intervals from white for the lowest density values to dark blue for the highest density values. See color figure in the online version.

Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo ponen de manifiesto que el metamorfismo de AT y BP que afectó a las rocas de este sector de los Pirineos centrales influyó en la densidad de las rocas afectadas, produciendo generalmente un aumento de la misma. A su vez, para poder caracterizar de manera precisa la influencia del metamorfismo sobre la densidad de las rocas es necesario un estudio mucho más detallado del mismo, con muestreos sistemáticos en las zonas y aureolas metamórficas desde las zonas de menor a mayor grado metamórfico y para cada una de las unidades que afloran en la zona.

Contribución de los autores

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

I. Salgado, R. Soto, C. Ayala: edición de figuras, investigación/análisis, revisión del manuscrito.

A. Margalef, E. Izquierdo, T. Mochales,

E. Pueyo: adquisición de datos, revisión del manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PID2020-114273GB-C22 financiado por MCIN/AEI-/10.13039/501100011033 del Ministerio de Ciencia Innovación y Universidades. Este estudio representa una contribución al grupo de investigación GeoAp (E01-23R) (Gobierno de Aragón). Los autores del trabajo forman parte de la Conexión Geociencias para un Planeta Sostenible (CSIC-HUBS).

Se agradecen las aportaciones de los dos revisores anónimos que mejoran el texto original.

Referencias

Autran, A.; Fontelles, M. y Guitard, G. (1970). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (12), 673- 731.
Clariana, P., Soto, R., Ayala, C., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel T., Oli-

va-Urcia B., et al. (2022). *International Journal of Earth Sciences*.

<https://doi.org/10.1007/s00531-021-02137-2>

García-Sansegundo, J. (2004). *Estructura varisca en los Pirineos*, En: Geología de España (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. 254 – 258.

García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L., y 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/fpbwjx>

Komar, P.D. (1987). *Journal of Sedimentary Research*, 57(2), 203 – 211.

<https://doi.org/dvrspx>

Muñoz, J. A. (1992). En: *Thrust Tectonics*, (McClay, K.R. Ed.). Chapman & Hall, London, 235 – 246.

Poblet, J. (1991). *Estructura herciniana i alpina del Vessant sud de la zona Axial del Pirineu Central*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 604 pp. Inédita.

Rubio, F.M., Rey-Moral, C., Ayala, C. y Pueyo, E.L. (2021). *Bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica. Petrofísica y modelización gravimétrica 2d y 3d*. Publicaciones IGME-CSIC, Madrid, 149 p.

Soto, R., Clariana, P., Ayala, C., Rey-Moral, C., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., et al. (2022). *Tectonics*, 41, e2021TC007009.

<https://doi.org/10.1029/2021TC007009>

Ternet, Y., Baudin, T., Laumonier, B., Barnolas, A., Gil-Peña, I. y Martin Alfageme, S. (2008). *Carte Géologique des Pyrenees à 1:400000 / Mapa geológico de los Pirineos a escala 1:400000*. IGME-BRGM.

UNE-EN-1936. (2007). *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total*.

<https://www.une.org/encuentra-tu-norma/busca-tu-norma/norma?c=N0038621>

Winkler, E.M. (1973). *Properties, Durability in Man's Environment*. Springer, Vienna, 230 p.

Woessner, W. y Poeter, P. (2020). *Hidrogeology properties of Earth materials and principles of groundwater Flow*. The groundwater Project, Ontario, 205 p.

La Maladeta and Bono granites at depth from geophysical data (Central Pyrenees)

Los granitos de La Maladeta y Bono en profundidad a partir de datos geofísicos (Pirineo Central)

Ruth Soto^{1*}, Pilar Clariana¹, Concepción Ayala², Perla Piña-Varas³, Arturo García-García⁴, Juliana Martín-León⁴, África Gamisél-Muzás⁵, Tania Mochales¹, Carmen Rey-Moral⁴, and Félix Rubio⁴

¹ Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC, Unidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain. r.soto@igme.es, p.clariana@igme.es, t.mochales@igme.es

² Geosciences Barcelona, CSIC, Barcelona, Spain. cayala@geo3bcn.csic.es

³ Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain. ppinavaras@gmail.com

⁴ Instituto Geológico y Minero de España, IGME-CSIC, Madrid, Spain. j.martin@igme.es, arturo.garcia@igme.es, c.rey@igme.es, fm.rubio@igme.es

⁵ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, IACT-CSIC, Armilla (Granada), Spain. a.gamisel@csic.es

*Corresponding author

ABSTRACT

This work aims to show a compilation of geophysical data (gravity, magnetic and magnetotelluric data) to determine the upper crustal structure and geometry at depth of the La Maladeta and Bono granites (Central Pyrenees). La Maladeta granite is interpreted as an asymmetric granitic complex 8 km-thick formed by two differentiated bodies and with a clearly northwards deepening. By contrast, the Bono granite shows a laminar geometry and its thickness does not reach 1.5 km. Both granites show higher areal extension at depth than that showed by their outcrops at surface.

Key-words: La Maladeta granite, Bono granite, gravity, magnetotellurics, magnetic anomalies.

RESUMEN

Este trabajo tiene como principal objetivo mostrar una compilación de datos geofísicos (datos gravimétricos, magnéticos y magnetotéluricos) para caracterizar la estructura de la corteza superior y la geometría en profundidad de los granitos de La Maladeta y Bono (Pirineo Central). El granito de La Maladeta se interpreta como un complejo granítico asimétrico de 8 km de espesor y formado por dos cuerpos diferenciados. Por otro lado, el granito de Bono presenta una geometría laminar y un espesor menor de 1.5 km. Ambos granitos presentan un volumen en profundidad mayor que el que se observa en superficie.

Palabras clave: Granito La Maladeta, granito de Bono, gravimetría, prospección magnetotélúrica, anomalías magnéticas.

Geogaceta, 77 (2025), 51-54

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108701>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

La Maladeta granite is one of the largest granitic massifs outcropping in the Pyrenean Axial Zone. Its petrology, magnetic fabric and geochemistry are relatively well-known (e.g. Leblanc *et al.*, 1994), but its geometry at depth has not received much attention. The Bono granite, located to the South, represents a smaller granitic body (Fig. 1).

The aim of this work is to compile different geophysical studies (gravity, magnetic and magnetotelluric methods) to infer the upper crustal structure and geometry at depth of the La Maladeta and Bono granites.

Geological setting

The Pyrenean Axial Zone represents the core of the Pyrenees. It is formed by several south-verging thrust sheets mainly composed by Paleozoic rocks.

One of the features of the Axial Zone is the presence of several granitic bodies dated Late Carboniferous-Permian (Esteban *et al.*, 2015) that intruded Cambrian to Carboniferous rocks. Around the La Maladeta granite, the country-rocks show very low-grade regional metamorphism and an aureole of contact metamorphism (sillimanite zone) (Leblanc *et al.*, 1994). Both the La Maladeta and Bono granites are located close to major Alpine thrusts (Figs. 1, 2).

In the study area the following Late Variscan granites outcrop (Figs. 1, 2): La Maladeta, Artiés, Marimanha, Bono and Lys granites.

Methods

The Bouguer gravity data were obtained from the compilation done by Ayala *et al.* (2021) 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, 2021). The residual Bouguer data were obtained after subtracting a regional gravity anomaly that consists of a third order polynomial surface (see Ayala *et al.*, 2021; Soto *et al.*, 2022) (Fig. 3A,B).

The magnetic data derives from the EMAG2v2 (Maus *et al.*, 2009). From the total magnetic intensity map (Fig. 3C), we calculated the reduced to the pole (RTP) map (Fig. 3D). The RTP transforms an observed magnetic anomaly into the anomaly that would be measured at the north magnetic pole. This relocates asymmetrical magnetic anomalies to be over their sources, thus making magnetic interpretation easier.

The magnetotelluric (MT) data and resistivity model come from Piña-Varas *et al.* (2023). Broadband magnetotelluric sites were recorded in 2019 in the La Maladeta granite area along a NNE-SSW profile (Figs. 2,4).

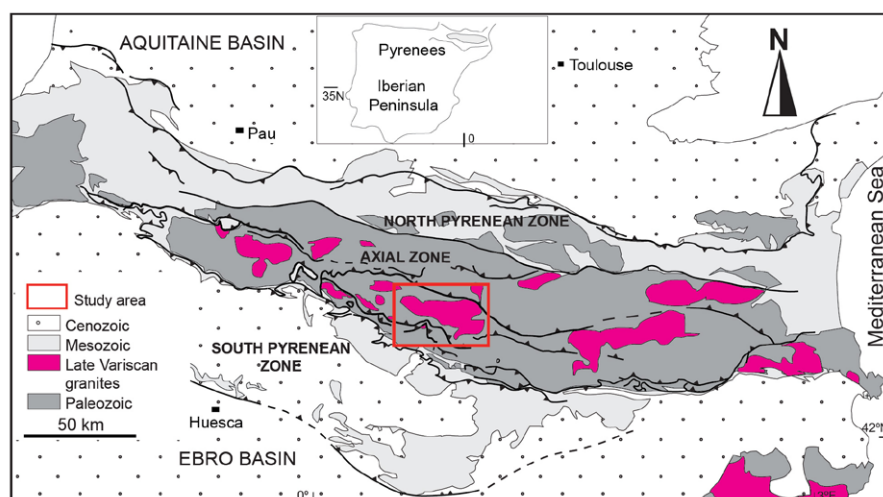


Fig. 1.- Location of the study area showing the main Late Variscan granites in the Central Pyrenees. Color figure in the web.

Fig. 1.- Localización del área de estudio mostrando los principales granitos tardi-Variscos del Pirineo Central. Ver figura en color en la web.

Results

Gravity

The Bouguer anomaly over the La Maladeta granite coincides with a relative gravity minimum of negative values and shows variations in amplitude of only 12 mGal (Fig. 3). Within the La Maladeta granite, the smaller gravity values define a minimum located at its central part and elongated in a NNE-SSW direction towards the North.

Two smaller granites in the study area

are also associated with gravity minima; (i) the Artíes granite that coincides with the above mentioned relative minimum and shows values ranging between -100 and -108 mGal, and (ii) the Bono granite that coincides with a relative minimum of -100 to -104 mGal elongated towards the South also in a NNE-SSW direction (Fig. 3A,B).

The residual Bouguer anomaly map shows roughly the same gravity trend than the Bouguer one highlighting the relative gravity minimum located to the North of La Maladeta granite and coinciding with the Artíes granite (Fig. 3). The Bono granite also coincides with a

relative gravity minimum elongated in a NNE-SSE direction that extends towards the South of its outcrop. Both the Marimanha and Lys granites do not show a remarkable gravimetric response.

Magnetic response

The total magnetic intensity anomaly map showed in Figure 3C shows several small magnetic anomalies with values ranging between -14 and 0 nT. The reduced to pole magnetic intensity values range between 0 and -15 nT (Fig. 3D). The preferred orientation of magnetic anomalies is NNW-SSE and NNE-SSW. The La Maladeta and smaller granites as the Bono one outcropping in the study area do not show a remarkable magnetic response (Fig. 3D) reflecting their paramagnetic character (i.e. negligible contribution of ferromagnetic minerals; Bouchez, 1997).

The southern margin of the La Maladeta granite is characterized by the presence of two relative maxima (Fig. 3D). Both maxima coincide with the limit of the granite with Devonian rocks at surface and probably reflect higher magnetic signal related to metamorphism and/or deeper sources.

2D MT resistivity model

The 2D MT resistivity model shows three striking high-resistivity bodies

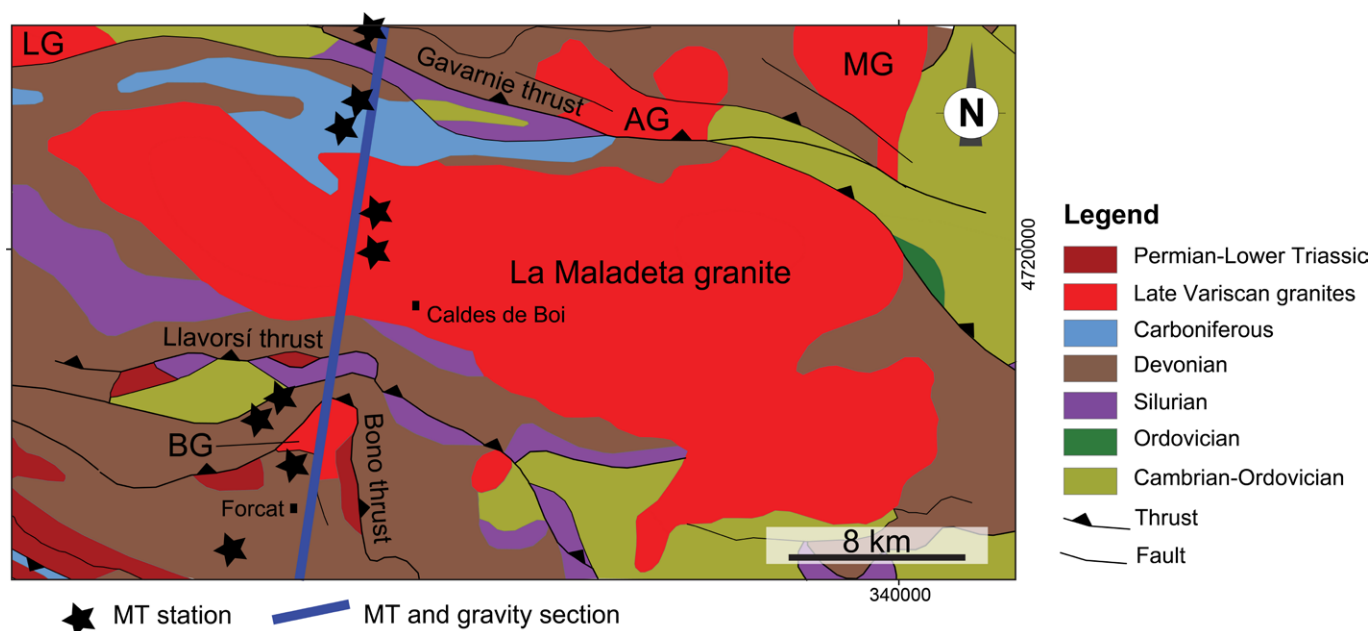


Fig. 2.- Geological map of the study area with the location of the MT sites and gravity section. LG: Lys granite, AG: Artíes granite, MG: Marimanha granite, BG: Bono granite. Modified from Ternet et al. (2008). Color figure in the web.

Fig. 2.- Mapa geológica de la zona de estudio con la localización de los sitios MT y perfil gravimétrico. LG: granito de Lys, AG: granito de Artíes, MG: granito de Marimanha; BG: Granito de Bono. Modificado de Ternet et al (2008). Ver figura en color en la web.

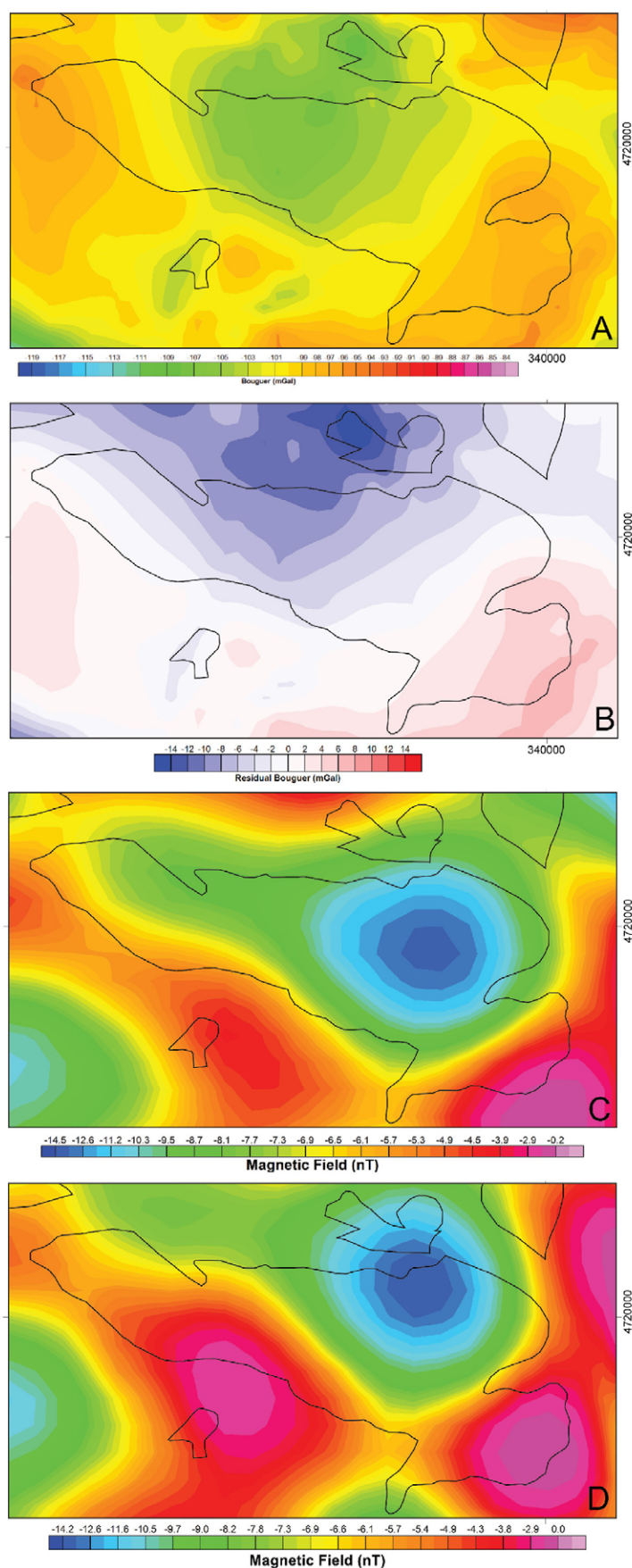


Fig. 3.- A,B. Bouguer and residual Bouguer anomaly map of the study area, respectively. C. Total magnetic intensity anomaly map. D. Reduced to the pole magnetic anomaly map. See text for details. Color figure in the web.

Fig. 3.- A. Mapa de anomalías de Bouguer del área de estudio. B. Mapa de anomalías residual de Bouguer. C. Mapa de anomalías de intensidad magnética total. D. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Ver texto para detalles. Ver figura en color en la web.

(Fig. 4) (see Piña-Varas *et al.*, 2023 for details). The highest resistivity values, up to $4000 \Omega\cdot\text{m}$, correspond to two differentiated bodies (R1 and R2 in Fig. 4) separated by a lower resistivity zone. They coincide with the La Maladeta granite and are observed to depths of $\sim 4\text{--}5$ km below sea level (b.s.l.). To the South, similar resistivity values are imaged by a body with shallower depth extent and slightly dipping to the South (R3) that partly coincides with the outcrop of the Bono granite.

Interpretation

The final geometry at depth of the study area was interpreted taking into account the input of geophysical data. The initial model of the La Maladeta granite, deduced only by gravimetric data (see Clariana *et al.*, 2022; Soto *et al.*, 2022) depicted an unique body of c. 10 km in depth dipping to the North with a batholithic shape. The geological cross-section of Fig. 5 was subsequently modelled with the constraints of gravity and MT data (see Piña-Varas *et al.*, 2023 for details).

The geometry of the La Maladeta granite at depth is, therefore, interpreted as an asymmetric granitic complex formed by two differentiated bodies. Its thickness reaches more than 8 km and shows a clearly northwards deepening. With respect to the Bono granite, it shows a laminar geometry probably controlled by the Bono thrust and its thickness does not reach 1.5 km. Both La Maladeta and Bono granites show higher volume at depth than that showed by their outcrops at surface.

Interpretation of the source of the small magnetic anomalies appearing in the study area would need further rock magnetic analyses (both magnetic susceptibility and magnetic remanence).

Conclusions

The geometry at depth of the La Maladeta and Bono granites has been constrained by means of gravity and magnetotelluric methods due to density and resistivity contrasts between the granitic and host rocks, respectively. The magnetic anomaly maps do not show prominent magnetic anomalies coinciding with both the La Maladeta and Bono granites, confirming that they show a negligible contribution of ferromagnetic minerals.

Authors' contribution

Soto, R.; Paper Structure, editing, figures, research/analysis, coordination, supervision.

Clariana, P., Ayala, C., Piña-Varas, P.; Methodology, figures, manuscript review, research/analysis.

García-García, A., Martín-León, J.; Methodology, figures.

Gamisél-Muzás, A., Mochales, T., Rey-Moral, C., Rubio, F.; Methodology, manuscript review.

Acknowledgments

This work is part of the research 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).

References

- Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M.I., Torné, M. et al. (2016). *Journal of Maps* 12 (5). <https://doi.org/khnr>
- Ayala, C., Rey-Moral, C., Rubio, F., Soto, R., Clariana, P., Martín-León, J., Bellmunt, F., Gabàs, A., Macau, A., Casas, A.M., Martí, J., Pueyo, E.L., Benjumea, B. (2021). *Journal of Maps* 17(2), 750-759. <https://doi.org/m7nv>
- Bouchez, J.L. (1997). *Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks*. In: *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 95-112). Dordrecht, Springer Netherlands.
- Clariana, P., Soto, R., Ayala, C., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel T., Oliva-Urcia B., Pueyo, E.L., Beamud, E., Rey-Moral, C., Rubio, F., Margalef, A., Schamuells, S., Bach, N. and Martí, J. (2022). *Int J Earth Sci.* <https://doi.org/m7nw>
- Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., Tubía, J.M., Larionov, A. and Sergeev, S. (2015). *Geological Magazine* 152(5), 935-941. <https://doi.org/f7nmp3>
- Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P. and Bouchez, J.L. (1994). *Journal of Structural Geology* 16(2), 223-235. <https://doi.org/csvpjc>
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., ... and Caratori Tontini, F. (2009). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10(8). <https://doi.org/bxhskj>
- Piña-Varas, P., Soto, R., Clariana, P., Ayala, C., Rubio, F., Ledo, J., ... and Pueyo, E. (2023). *Tectonophysics* 864. <https://doi.org/m7m3>
- Soto, R., Clariana, P., Ayala, C., Rey-Moral, C., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T. and Beamud, E. (2022). *Tectonics* 41(8). <https://doi.org/m7m6>
- Ternet, Y., Baudin, T., Laumonier, B., Barnolas, A., Gil-Peña, I. and Martín Alfageme, S. (2008). *Mapa geológico de los Pirineos a escala 1:400000*. IGME-BRGM.

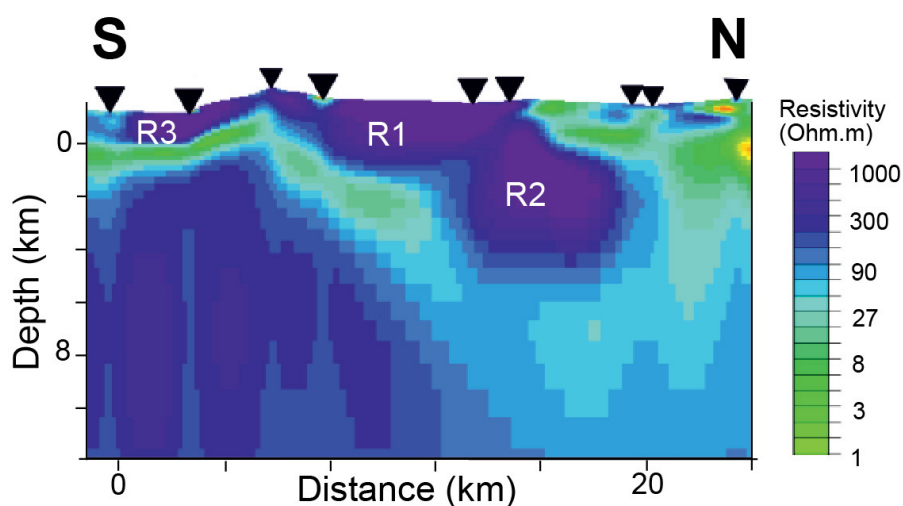


Fig. 4.- 2D MT resistivity model of the study area. R1, R2 and R3 represent main geoelectrical features of high-resistivity. Modified from Piña-Varas et al. (2023). Color figure in the web.

Fig. 4.- Modelo 2D de resistividades de MT. R1, R2 y R3 representan zonas de alta resistividad. Modificado de Piña-Varas et al. (2023). Ver figura en color en la web.

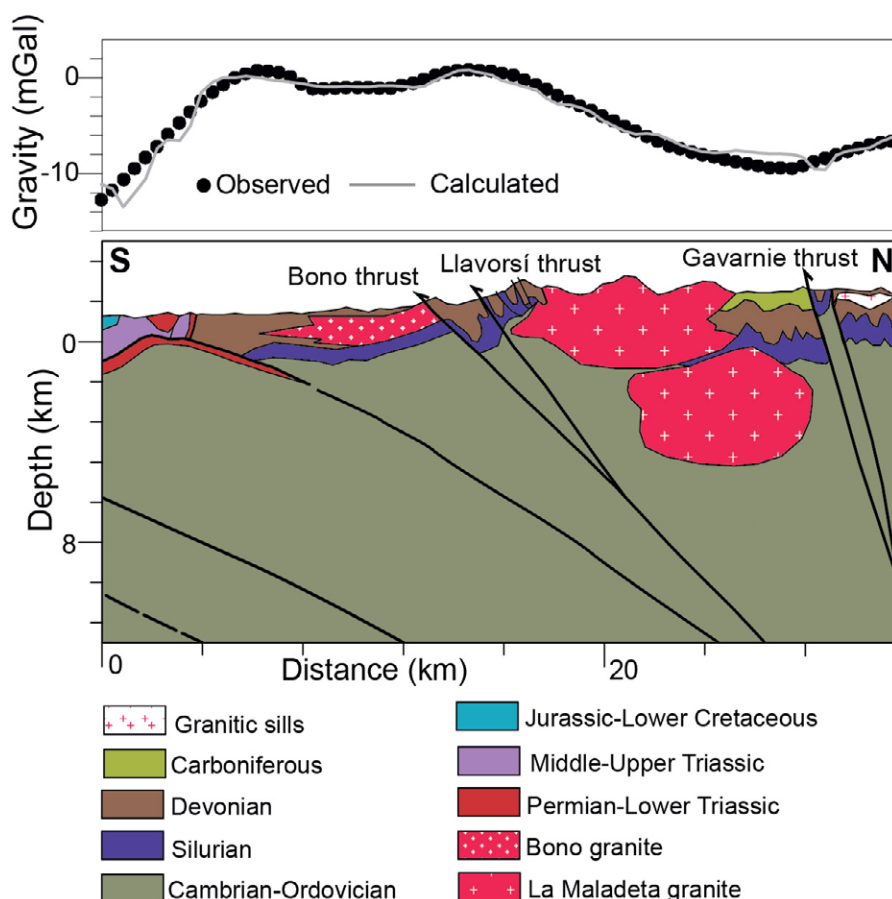


Fig. 5.- Geometry at depth of the La Maladeta and bono granites. Modified from Piña-Varas et al. (2023). Color figure in the web.

Fig. 5.- Geometría en profundidad de los granitos de La Maladeta y Bono. Modificado de Piña-Varas et al. (2023). Ver figura en color en la web.

Hyperspectral proximal sensing for carbonate rocks characterization in the SWIR (Short-Wave Infrared)

Teledetección hiperspectral de proximidad para la caracterización de rocas carbonatadas en el infrarrojo de onda corta (SWIR)

Indira Rodríguez^{*1}, Eduardo García-Meléndez¹, Montserrat Ferrer-Julià⁽¹⁾, Wim Bakker², Juncal A. Cruz¹, and Antonio Espín de Gea³

¹ Grupo de Investigación Geología Ambiental, Cuaternario y Geodiversidad (Q-GEO), Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales. Universidad de León. Campus de Vegazana, s/n, 24071, León.

iroda@unileon.es, egarm@unileon.es, mferj@unileon.es, jcrum@unileon.es

² Department of Applied Earth Sciences, Faculty of Geo information Science & Earth Observation (ITC), University Twente, Hallenweg 8, 7522 NH Enschede, The Netherlands. w.h.bakker@utwente.nl

³ Unidad Tecnológica Geológico-Minera del Centro Tecnológico del Mármol, Piedra y Materiales (CTM). Ctra. de Murcia s/n. 30430, Cehegín (Murcia, España). antonio.espin@ctmarmol.es

^{*}Corresponding author

ABSTRACT

In this work proximal hyperspectral images are used to make a compositional map of one sample of ornamental carbonate rock (formed by variable content of dolomite and calcite) in terms of mineralogical composition. The hyperspectral dataset consists of a total number of 278 bands corresponding to the short-wave infrared (SWIR) wavelengths. After visual analysis and interpretation, 8 points or pixels were selected as reference spectra for image classification through the Spectral Angle Mapper (SAM) algorithm. The results show the spatial distribution of calcite and dolomite based on their characteristic and diagnostic absorption features (at 2335 and 2315 nm respectively), and areas with different proportions of calcite and dolomite mixture, and the presence of carbonates and clay mineral mixtures. The applied technique demonstrates the potential of hyperspectral proximal sensing procedures for mineral characterization of samples in the laboratory, expanding the application for the analysis and interpretation in field outcrops.

Key-words: Mineral composition, imaging spectrometry, spectral signature.

RESUMEN

En este trabajo se utilizan imágenes hiperspectrales de Teledetección de proximidad para realizar un mapa composicional de una muestra de roca carbonatada de uso ornamental (formada por un contenido variable de calcita y dolomita) en términos de composición mineralógica. El conjunto de datos hiperspectrales consta de un número total de 278 bandas correspondientes a las longitudes de onda del infrarrojo de onda corta (SWIR). Después del análisis e interpretación visual, se seleccionaron 8 puntos o píxeles como espectros de referencia para la clasificación de imágenes mediante el algoritmo Spectral Angle Mapper (SAM). Los resultados muestran la distribución espacial de calcita y dolomita en función de rasgos de absorción diagnósticos (en 2335 y 2315 nm respectivamente), y áreas con diferentes proporciones de mezcla de calcita y dolomita, así como la presencia de mezclas de carbonatos con minerales arcillosos. La técnica aplicada demuestra el potencial de los procedimientos de teledetección hiperspectral de proximidad para la caracterización mineral de muestras en el laboratorio, ampliando la aplicación para el análisis y la interpretación en afloramientos de campo.

Palabras clave: Composición mineral, espectrometría de imágenes, firma espectral.

Geogaceta, 77 (2025), 55-58

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108997>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 26/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Remote sensing is the science of acquiring, processing, and interpreting images and related data, acquired from aircraft, satellites, UAVs and ground based sensors that record the interaction between matter and electromagnetic energy. High spectral resolution on airborne and satellite spectrophotometers, as well as hyperspectral cameras for UAVs, ground and laboratory has enlarged the mapping capabilities of remote sensing data. These sensors developed with the use of AVIRIS data operating since 1988, and later with other sensors such as Hy-

Map. Advances on data calibration and the development of algorithms that allow the information extraction from a large number of spatial spectral data based on field and laboratory spectra, encouraged the development of applications on environmental and geological issues.

Imaging spectrometry (also known as hyperspectral imaging - HSI), simultaneous measurements of spectra and images in up to hundreds of spectral channels or bands, is a proven technology for identifying and mapping minerals based on their reflectance or emissivity signatures (Goetz *et al.*, 1985). The analysis of imaging spectrometer data enables the extraction of a detail-

led spectrum for each pixel in the image. Therefore, the pixels of a hyperspectral image contains the continuous reflectance spectrum of the corresponding area, according to its spectral resolution (Fig. 1), and the spectra acquired is the mixture of the spectral response of all the components on the analyzed surface. In the case of proximal sensing of rock samples, the analysis of each spectrum allows knowing the mineralogical composition of major components, and in some cases the quantification of each mineral phase, which implies that the mapping of the mineralogical composition can be done from a hyperspectral image (Goetz *et al.*, 1985).

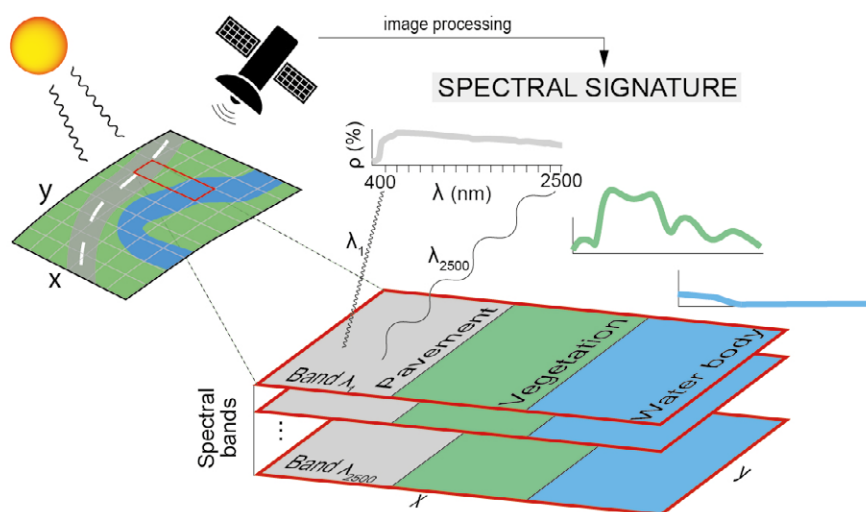


Fig. 1.- Acquisition of a hyperspectral imaging dataset. Each pixel in the image has an associated reflectance spectrum characteristic of the mixture of surface materials that include it (ρ : reflectance and λ : wavelength). See color figure on the web.

Fig. 1.- Esquema de la obtención y el tratamiento de un conjunto de datos de imágenes hiperespectrales. Cada píxel de la imagen tiene asociado un espectro de reflectancia característico de la mezcla de materiales superficiales que lo incluyen (ρ : reflectancia y λ : longitud de onda). Ver figura en color en la web.

High spectral resolution reflectance spectra collected by imaging spectrometers enable the direct identification of individual materials, including minerals, and in some cases, the determination of their abundance, based on their reflectance characteristics. There are a growing number of papers that are focused on the mapping of the mineral composition of the Earth surface by using this methodology (Riaza *et al.*, 2011). In recent years, proximal imaging spectroscopy is a new development as an alternative since it can assess the spectral rock constituents. This technique allows acquiring quantitative mineral data at the fine spatial, spectral and temporal resolutions (Murphy *et al.*, 2014; Zaini *et al.*, 2014; Boesche *et al.*,

2015; Krupnik and Khan, 2019, Alonso de Linaje and Khan, 2017, among others).

Reflectance spectra of minerals are dominated in the VNIR (visible/near infrared) wavelength range of the electromagnetic spectrum by the presence or absence of transition metal ions (such as Fe, Cr, Co, Ni) resulting in absorption features due to electronic processes. On the other hand, the presence or absence of water and hydroxyl, carbonate and sulfate, determines absorption features in the SWIR (short wave infrared) region due to molecular vibrational processes (Hunt, 1977). Small differences in absorption band position and shape in the

VNIR-SWIR (or emissivity in the LWIR, long wave infrared) are correlated with mineral compositional differences and variability (Kruse *et al.*, 1993)

The main mineralogical compositions of carbonate rocks are carbonate minerals consisted of calcite (CaCO_3) and dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). The technique of infrared spectroscopy, based on spectral shapes and characteristic features, has been extensively used for many decades to determine the mineral chemistry and composition of carbonate rocks (Gaffey, 1984). The diagnostic absorption features of carbonate minerals in the SWIR region are determined by vibrational processes of the carbonate ions (CO_3^{2-}). These minerals have two distinctive spectral absorption features which positions are centered

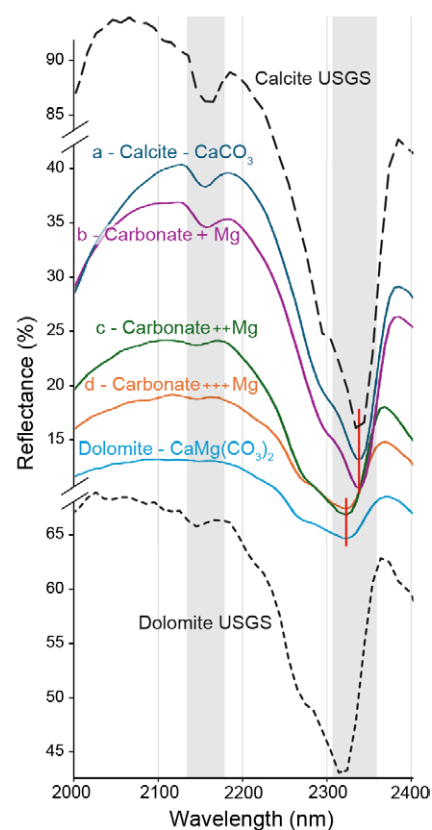


Fig. 4.- Spectral curves corresponding to the pixels belonging to areas of the rock sample where color varies gradually. The + symbols correspond to the proportion of Mg, from lower (+) to higher (+++), in the carbonate mixture (calcite/dolomite). The spectral curves of pure calcite and dolomite from the USGS spectral library are added. See color figure on the web.

Fig. 4.- Gráfico que muestra las curvas espectrales correspondientes a los píxeles pertenecientes a zonas de la muestra en las que el color varía gradualmente. Los símbolos de + corresponden a la proporción de mg, de menor (+) a mayor (+++), en la mezcla de carbonatos (calcita/dolomita). Se añaden las curvas espectrales de calcita y dolomita puras de la biblioteca del USGS. Ver figura en color en la web.

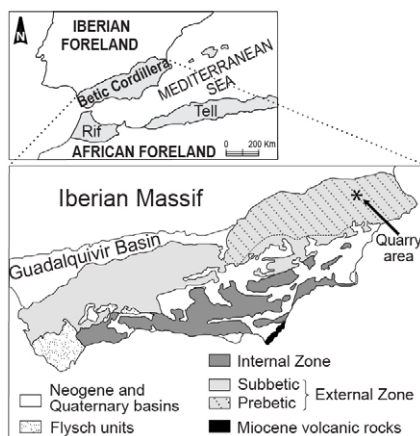


Fig. 2.- Location of the quarry where rocks used in this work were extracted.

Fig. 2.- Localización de la cantera donde se extrajeron las rocas utilizadas en este trabajo.

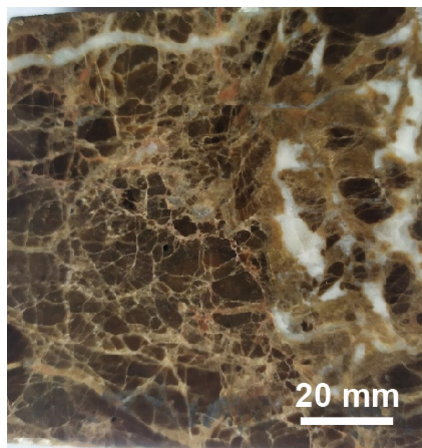


Fig. 3.- Photograph of the Marrón Imperial sample used in this work. See color figure on the web.

Fig. 3.- Fotografía de la muestra de Marrón Imperial utilizada en este trabajo. Ver figura en color en la web.

at 2500–2550 nm and 2300–2350 nm in the SWIR region (Clark, 1999; Gaffey, 1984; Hunt and Salisbury, 1971; van der Meer, 1995; Zaini et al., 2014, among others). Additional carbonate vibrational features or weak absorption features in the SWIR region occur around 2230–2270 nm, 2120–2160 nm, 1970–2200 nm, 1850–1870 nm and 1750–1800 nm. The presence of clay minerals in an intimate mixture with carbonates is usually indicated by a vibrational absorption feature around 2200 nm and 2300 nm caused by the bonding between OH groups with Al or Mg, respectively, in the octahedral layers of the phyllosilicates.

The objectives of this work are the spectral characterization and elaboration of a compositional map of two fragments of the so-called *Marrón Imperial* ornamental rock and to show the mapping potential of proximal hyperspectral imagery for the spatial compositional characterization of rock samples. The *Marrón Imperial* belongs to the Cuchillo dolostones and the las Moratillas limestones (Cenomanian-Turonian, Upper Cretaceous), exploited in the Prebetic Domain (Fig. 2) of the Betic Cordilleras (Murcia Province). These rocks consist of recrystallized dolostones, and limestones associated with a NNE-SSW morpho-structural alignment (Baena, 1974; Jerez et al. 1974). The rock as a whole has clean calcite veinlets frequently microcrystalline that, together with the calcite coming from karstification processes, are the cause of the multicolored reticulated structure characteristic of the rock (Fig. 3).

Method

In order to identify and map the mineralogical composition of selected sedimentary samples, hyperspectral images of two rock samples were obtained using a lab-based short-wave infrared (SWIR) hyperspectral sensor and treated with the ENVI 5.2 software.

Images were acquired by a hyperspectral imager of spectral imaging LTD (SPECIM) with a spatial resolution of 0.256 mm and a spectral resolution of 12 nm, recording a total of 288 spectral bands. In this way, for each pixel a curve with 288 points is constructed in which the absorption features of each mineral, whose surface includes several pixels, are distinguished (Fig. 1).

Several pre-processing steps were applied to the spectral data in order to obtain reflectance images and decrease spectral bands with errors maintaining a final data set of 278 bands. In the first step images were visually analyzed through several color compositions in order to detect the spatial distribution of different mineral concentrations. Afterwards, the spectral curve of representative pixels from different visually distinguished areas are compared with the spectral response of minerals from the USGS spectral library (Kokaly et al. 2017). These representative pixels were selected for image classification (Fig.4). Among the several image classification algorithms the *Spectral Angle Mapper* (SAM) was used because is based on the spectral similarity between reflectance spectral of image pixels with refe-

rence spectra with known materials from spectral libraries (Kruse et al., 1993). The algorithm determines the spectral similarity between the spectra by calculating the angle between them and treating them as vectors in a space where the dimensionality corresponds to the number of bands. Smaller angles indicate a closer match to the reference spectrum. The value of the angle used has been 0.13 radians. Pixels further away than the specified maximum angle threshold in radians are not classified. The results were validated through the comparison of the spectral response of the units mapped with the minerals of the USGS spectral library.

Results and discussion

The results show a compositional map representing the spatial distribution of the previous spectral curves indicating the mineral compositional variability (Fig. 5).

Eight units have been mapped based on the eight spectral chosen signatures as representative of the different mineral composition variability. These signatures are characterized by features representing absorption peaks whose position and shape are related to the identification of the mineral, and depth to the quantification estimation (Fig.4).

An important factor determining the position of the carbonate absorption features is cation mass, playing the radius a secondary role (Gaffey, 1984). Thus, the presence of Mg in dolomite provokes a shift of the absorption feature to shorter wavelengths (2315nm) compared to the one of calcite (2335nm).

In the resulting classification, the areas represented in greenish colours in figure 5, correspond to dolomites with variable amounts of Mg or a calcite/dolomite mixture, depicted in figure 4 as b, c, d and e.

Reflectance spectra are extremely sensitive to the presence of water, showing two strong absorption features at around 1400 nm and 1900 nm, if present. Bound water is indicated as spectral features at 1400 nm and at 1900 nm, on the other hand, unbound water is only represented at 1900 nm.

Most of the image reflectance spectra shows features at both around 1400 nm and 1900 nm. The features at 1400 nm are less developed (Fig.5), and at some points, almost indistinguishable. The-

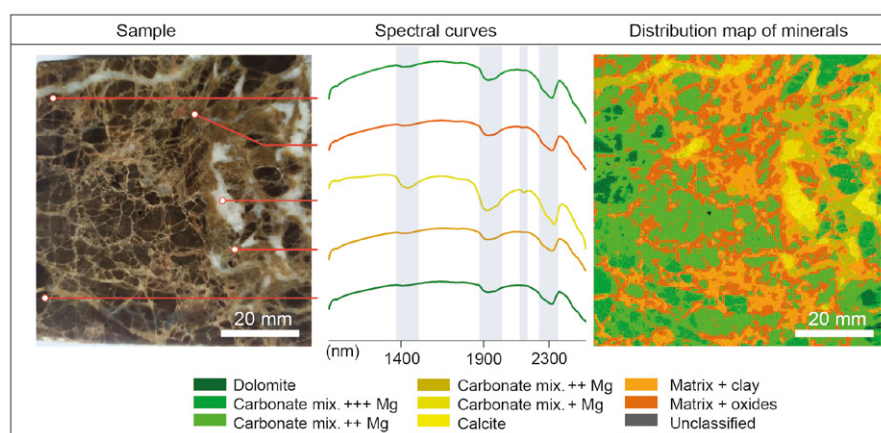


Fig. 5.- Comparison between the photograph of the sample used in this study and the mineral distribution map obtained from the spectral curves of the most representative pixels. The + symbols correspond to the proportion of Mg, from lower (+) to higher (+++), in the carbonate mixture. See color figure on the web.

Fig. 5.- Comparación entre la fotografía de la muestra utilizada en este estudio y el mapa de distribución de minerales obtenido a partir del estudio de las curvas espectrales de las zonas más representativas. Los símbolos de + corresponden a la proporción de mg, de menor (+) a mayor (+++), en la mezcla de carbonatos. Ver figura en color en la web.

se observations point to the presence of traces of water bearing clay minerals such as montmorillonite and/or illite. Another alternative explanation for the strong band at 1900 nm is the presence of liquid water in microscopic fluid inclusions, which are very common in carbonates (Gaffey, 1984).

The main calcite feature has the maximum depth at 2335 nm (Hunt and Salisbury, 1971) (Fig. 4). This feature coincides in many of the pixels in the classified image, and it is depicted by yellow colour.

The position of the main dolomite feature at 2315 nm with a shoulder at 2275 nm is present in both the USGS spectral library and in sample spectra. It has been possible to distinguish minerals or mixtures with descending amounts of magnesium by seeing the change in position of the dolomite feature at 2315 nm to the main calcite feature at 2335 nm.

Conclusions

The spectral curves corresponding to different pixels of the studied rock sample show variations allowing to distinguish between calcite and dolomite, and variable proportions of calcite/dolomite mixture, which in the near future will be additionally validated through XRD and XRF diffraction analysis.

The fact that the base carbonate is calcite or dolomite does not present a major problem as long as the content of clays and other components as iron oxides do not exceed a certain amount, obscuring the carbonates absorption features.

Imaging spectroscopy proximal sensing procedures have a great potential for different geological applications helping to identify relevant minerals in different geological contexts as for instance, in the mining industry, in order to assess the quality of the product and evaluate deposit-specific geological materials before the extraction. The improvement of the Imaging Spectroscopy cutting-edge technology on the use hyperspectral proximal mapping algorithms and techniques to several geological applications

(drill-core analysis, vertical outcrops interpretation, etc.), in the context of natural resources optimizing and scientific knowledge improvement, represents a further challenge in this direction.

Contribution of the authors

I.R.: structure of the paper, methodology, figures, manuscript review, research/analysis. EGM: conceptualization, experimental design, structure of the paper, manuscript review, coordination, supervision. MFJ: structure of the paper, data acquisition, initial image treatment, manuscript review, coordination. WB: responsible of image acquisition, hardware and software configuration. JCM: rock sampling and geochemical analysis. AEG: rock sampling, methodology and field-work.

Acknowledgements

Research funded by Project HYPO-PROCKS (PDC2021-12352-100), MCIN/AEI/10.13039/501100011033 and the European Union "NextGeneration"/PTR, and project HYPERLANDFORM (PID2023-150229OB-100) by the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities-AEI.

The authors of this work acknowledge the effort and contribution of the manuscript reviewers.

References

- Alonso de Linaje, V. and Khan, D.S. (2017). *Sedimentary Geology* 353, 114-124. <https://doi.org/f99bqp>
- Baena, L., (1974). *Mapa Geológico de España 1:50000, Hoja Magna Jumilla* 869. Servicio Geológico y Minero de España.
- Bayly, J.G, Kartha, V.B. and Stevens W.H. (1963). *Infrared Physics* 3(4), 211-222. <https://doi.org/bnrc5p>
- Boesche, N.K., Rogass, C., Lubitz, C., Brell, M., Herrmann, S., Mielke, C., Tonn, S., Appelt, O., Altenberger, U. and Kaufmann, H. (2015). *Remote sensing* 7, 5160-5186. <https://doi.org/m8xz>
- Clark, R.N. (1999). *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for*

the Earth Sciences, John Wiley and Sons, New York, 3-58.

Gaffey, S.J. (1984). *Spectral reflectance of carbonate minerals and rocks in the visible and near-infrared (0.35-2.55 μ m): Applications in carbonate petrology*. Ph.D. thesis, Honolulu, University of Hawaii, 236 p.

Goetz, A.F.H., Vane, G, Solomon, J. and Rock, B.N. (1985). *Science* 228, 1147-1153.

Hunt, G.R. (1977). *Geophysics* 42, 501-513. <https://doi.org/dbz3zs>

Hunt, G.R. and Salisbury, J.W. (1970). *Modern Geology* 1, 283-300.

Hunt, G.R. and Salisbury, J.W. (1971). *Modern Geology* 2, 23-30.

Jerez, L., García-Monzón, G., and Jerez, F. (1974). *Mapa Geológico de España 1:50000, Hoja Magna Calasparra* 890. Servicio Geológico y Minero de España.

Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzal, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L. and Klein, A.J. (2017). *USGS Spectral Library Version 7: U.S. Geological Survey Data Series* 1035, 61 p. <https://doi.org/ghw2cg>

Krupnik, D. and Khan, S. (2019). *Earth-Science Reviews* 198, 102952. <https://doi.org/gnkmj>

Kruse, F.A., Lefkoff, A.B., Boardman, J.B., Heidebrecht, K.B., Shapiro, A.T., Barloon, P.J. and Goetz, A.F.H. (1993). *Remote Sensing of Environment* 44, 145-163. <https://doi.org/csm2xm>

Murphy, R., Schneider, S. and Monteiro, S.T. (2014). *Remote Sensing* 6(9), 9104-9129. <https://doi.org/gcfkz8>

Riaza, A., García-Meléndez, E. and Mueller, A. (2011). *International Journal of Remote Sensing* 32(1), 185-208. <https://doi.org/cn9sd7>

Van Der Meer, F. (1995). *Remote Sensing Reviews* 13, 67-94. <https://doi.org/b4rq2h>

Zaini, N. (2018). *Infrared carbonate rock chemistry characterization*. Ph.D. thesis, Enschede, University of Twente, 129 p.

Zaini, N., van der Meer, F., and van der Werff, H. (2014). *Remote Sensing* 6(5), 4149-4172. <https://doi.org/gcfkxg>

Aplicación de modelos semi-distribuidos de precipitación- aportación para evaluar los recursos disponibles en la Recarga Gestionada de Acuíferos. Caso del acuífero interfluvial Duerna- Peces (León)

Application of semi-distributed precipitation-recharge models as a tool for Managed Aquifer Recharge. Case of Duerna-Peces interfluvial aquifer (León)

Nuria Naranjo Fernández^{1*}, Jorge Jódar Bermúdez² y Sergio Martos Rosillo¹

¹ IGME-CSIC (Sede Granada). Urban. Alcázar del Genil 4, Bajo y 1ºC, 18006, Granada. n.naranjo@igme.es, s.martos@igme.es

² IGME-CSIC (Sede Zaragoza). Av. de Montañana, 1005, 50059 Zaragoza. j.jodar@igme.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The implementation of hydrological models is essential for hydrological planning, as well as being of great use in the evaluation of available resources for Managed Aquifer Recharge (MAR). In this work we modelled the flow recorded at the Velilla gauging station that monitoring the river Duerna (León). The objective of this model was to evaluate the available resources and their temporal distribution throughout the year for the MAR of the Duerna-Peces interfluvial aquifer. This aquifer has been recharged for hundreds of years by the infiltration of water through the zayas with winter irrigation returns. The water stored in this aquifer, which has a low storage capacity, is extracted by means of dug wells at the end of the low water period to finish the irrigation campaign. A model has been obtained that: 1) reproduces the flows measured at the gauging station, 2) quantifies the resources available for the MAR, 3) identifies the most appropriate period of the year for diversion and 4) obtains calibration parameters that can be applied in neighbouring basins where there is no gauging station.

Key-words: water balance, water scarcity, Managed Aquifer Recharge, zayas.

RESUMEN

La implementación de modelos hidrológicos es esencial para la planificación hidrológica, además de ser de gran utilidad en la evaluación de los recursos disponibles para la Recarga Gestionada de Acuíferos (RGA). En este trabajo se presentan los resultados de la modelización del caudal registrado en la estación de aforos de Velilla del río Duerna (León). El objetivo de este modelo ha sido el de evaluar los recursos disponibles y su distribución temporal a lo largo del año, para la RGA del acuífero interfluvial Duerna-Peces. Este acuífero ha sido recargado, desde hace cientos de años, mediante la infiltración de agua a través de las zayas con retornos de riego invernales. El agua almacenada en este acuífero, de escasa capacidad de almacenamiento, es extraída mediante pozos excavados, al final del periodo de estiaje, para finalizar la campaña de riego. Se ha obtenido un modelo que: 1) reproduce los caudales medidos en la estación de aforo, 2) cuantifica los recursos disponibles para la RGA, 3) identifica el periodo del año más apropiado para su derivación y 4) consigue unos parámetros de calibración que podrán ser aplicados en las cuencas vecinas, en las que no se dispone de estación de aforo.

Palabras clave: balance hídrico, escasez hídrica, Recarga Gestionada de Acuíferos, zayas.

Geogaceta, 77 (2025), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta107710>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 11/06/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

La Recarga Gestionada de Acuíferos (RGA) consiste en un conjunto de técnicas con las que se introduce agua, de forma directa o inducida, en una formación permeable. Se consigue de este modo incrementar la garantía y la disponibilidad de recursos hídricos subterráneos, así como actuar sobre su calidad. La Comisión Europea a través de la Directiva Marco del Agua (European Commission, 2023) contempla la RGA como una práctica adecuada para mitigar los efectos de escasez hídrica a la que nos enfrentamos en el actual contexto de cambio global. En España, la

recarga de acuíferos mediante canales de infiltración (i.e., sin recubrimiento) se realiza desde épocas ancestrales. Es el caso de las acequias de careo y riego de Sierra Nevada (Granada), las pesqueras de Aldeanueva de la Vera (Cáceres), o las zayas de La Valduerna (León); sistemas que funcionan de forma continuada desde, al menos, la Edad Media.

Este estudio se centra en la cuenca hidrológica del río Duerna (León, España), aguas arriba del acuífero interfluvial Duerna-Peces. Este acuífero se localiza en la comarca de La Valduerna, siendo las poblaciones más destacadas que se ubican sobre el mismo las de Destriana

y Robledo de La Valduerna. Lo forman 44 km² de afloramientos detríticos permeables (gravas, arenas y limos) con un espesor menor de 10 m, en los que se han estimado unas reservas comprendidas entre 9 y 15 hm³/año si se considera que el coeficiente de almacenamiento varía entre 0.03 y 0.05, respectivamente. Su superficie es relativamente plana y está delimitado al norte por el río Peces y al sur y al este por el río Duerna. El agua subterránea, de excelente calidad, se utiliza para abastecimiento y para regadío, especialmente al final del estiaje, cuando el río Duerna queda prácticamente seco, a la altura de la población de Velilla. Por

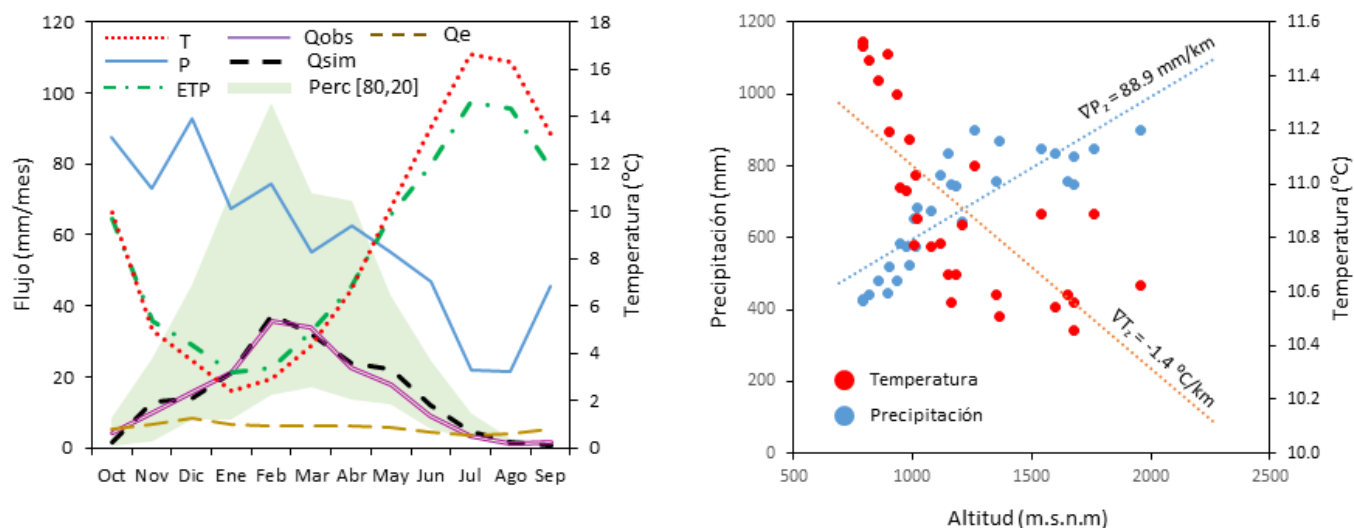


Fig.1- Izquierda. Hidrograma anual medio del río Duerna medido en la estación de aforos de Velilla (Qobs), calculado por HBV (Qsim), y caudal ecológico (Qe) propuesto por la CHD. El área sombreada (Perc[80-20]) indica el intervalo de variación de Qobs con respecto a los percentiles 20% y 80% de su distribución. **Derecha.** Variación de la precipitación y la temperatura con la altitud. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 1- Left. Average annual hydrograph of the Duerna River measured at the Velilla gauging station (Qobs), calculated by HBV (Qsim), and the ecological flow (Qe) proposed by the CHD. The shaded area (Perc[80-20]) indicates the variation range of Qobs relative to the 20% and 80% percentiles of its distribution. ****Right.**** Variation of precipitation and temperature with altitude. See color figure in the online version.

este motivo, la población local desarrolló un sistema de recarga del acuífero, en el que agua se infiltra en el subsuelo mediante unas acequias sin revestir, conocidas localmente como zayas, y con el aprovechamiento del retorno de los riegos invernales de pastos y cereal. El agua recargada antes de la campaña de riego era posteriormente extraída al final de estiaje, con un elevado número de pozos excavados a mano, que antes funcionaban con norias de sangre y que ahora lo hacen con potentes equipos de bombeo.

Área de estudio

El río Duerna tiene una longitud de 59,9 kilómetros, nace en los Montes de León (Sierra del Teleno) y desemboca en río Tuelto a la altura de la población de La Bañeza (León). La cuenca de recepción tiene un área de 298 km², con altitudes comprendidas entre 770 y 2.150 m s.n.m. La Confederación Hidrográfica del Duero (CHD) ha evaluado la aportación media del río Duerna en 94,9 hm³/año. Las precipitaciones medias anuales tienen una

elevada variabilidad altitudinal y están comprendidas entre los 900 mm en las cotas cercanas a los 2.000 m s.n.m. y los 460 mm a 900 m s.n.m. Estas precipitaciones se distribuyen mayoritariamente entre los meses de diciembre a mayo (Fig. 1). La temperatura media anual no presenta tanta variabilidad con la altitud y es de 10,2 °C, con un intervalo de oscilación térmica diaria amplio, comprendido entre -11 y 40 °C.

La geología de la cuenca de recepción está conformada por los siguientes

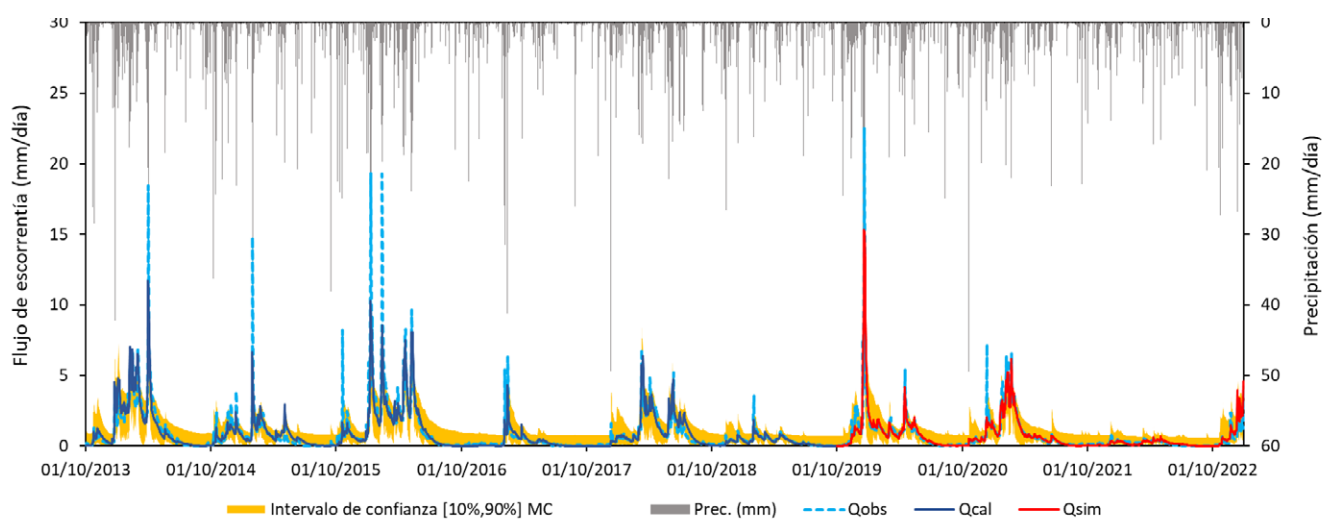


Fig. 2- Precipitación diaria (columnas grises) e hidrograma del río Duerna en la estación de aforos “La Velilla” en Velilla de La Valduerna (línea discontinua azul), en mm/día, representación de los caudales calibrados obtenidos con el modelo HBV (línea azul oscura) y caudales simulados (línea roja). En una banda amarilla se ha representado el intervalo de confianza de los caudales calibrados mediante el método de Monte Carlo para una confianza del 10 al 90%. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 2- Daily precipitation (gray columns) and hydrograph of the Duerna River at the “La Velilla” gauging station in Velilla de La Valduerna (blue dashed line), in mm/day. The calibrated flows obtained with the HBV model (dark blue line) and simulated flows (red line) are represented. A yellow band shows the confidence interval of the calibrated flows using the Monte Carlo method for a confidence level of 10% to 90%. See color figure in the online version.

materiales, por orden de antigüedad: pizarras, areniscas y cuarcitas con intercalaciones de calizas y dolomías del Cámbrico inferior; cuarcitas, pizarras y areniscas del Ordovícico inferior; pizarras del Ordovícico medio-superior; calizas y pizarras del Silúrico; arcillas, limos, cantos y conglomerados del Terciario, y por último, terrazas, derrubios de ladera, aluvial, arenas y cantos rodados, del Cuaternario. El curso del río sigue aproximadamente la dirección NO-SE, que coincide con la del cabalgamiento de las cuarcitas-pizarras del Ordovícico sobre las del Cámbrico, dejando el Ordovícico en la margen izquierda y el Cámbrico en la margen derecha (Mata-González et al., 1981).

En la zona de cabecera, presenta un valle en "V" con un lecho en roca sobre afloramientos de aluviones (cantos y bloques gruesos). Aguas abajo de Molinaferrera, el valle se abre, al discurrir sobre aluviales, terrazas y llanuras de inundación. Son de destacar los abundantes restos de materiales producto de la explotación romana del oro, metal que le da nombre a este río (CHD, 2015).

Actualmente, los principales cultivos de la comarca son cereal, maíz y patata, con una superficie de regadío de unas 2.000 ha.

La vegetación dominante en las riberas son álamos, robles, fresnos, alisos y saucedas mixtas. Abundan especies de microinvertebrados, con valores entre 200 y 250 IBMWP, y se trata de uno de los ríos de la demarcación con mayor abundancia de truchas. Además, también alberga especies de especial interés, como la nutria, el martín pescador y el mirlo acuático, entre otras (CHD, 2015).

El tramo alto de la cuenca hidrográfica, hasta Priaranza de la Valduerna (950 m s.n.m.; masa de agua DU-146), está protegido como Reserva Natural Fluvial, ya que de este tramo se detraen aguas para abastecimiento humano (CHD 2015).

Objetivos

El conocimiento de la variación temporal del caudal del río Duerna, de su balance hídrico y el de los parámetros que rigen su régimen de funcionamiento es esencial para conocer el volumen de agua disponible para la RGA en la cabecera del acuífero interfluvial Duerna-Peces, donde, precisamente, se encuentra la estación de aforos La Velilla (gestionada por la CHD).

Este acuífero posee un sistema de canales excavados o zayas, operativos desde época medieval, que se utilizan para el riego de los cultivos ubicados sobre el acuífero libre y para su recarga. La infiltración del agua a través de las zayas que discurren entre el Duerna y el Peces, especialmente durante el periodo de deshielo, antes del periodo de riego (abril-septiembre), contribuye de forma decisiva al aumento de la recarga del acuífero libre, siendo este sistema un ejemplo vivo de Solución Basada en la Naturaleza (SbN) y de uso conjunto aguas superficiales-aguas subterráneas.

Los objetivos principales del presente trabajo son (1) obtener un modelo de precipitación-aportación calibrado del río Duerna, aguas arriba de la estación de Velilla, (2) utilizar los resultados obtenidos para determinar, con mejor exactitud, cuál sería la mejor época para comenzar las labores de derivación del agua para la RGA del acuífero interfluvial Duerna-Peces y; (3) obtener parámetros de calibración que puedan ser usados para modelizar la cuenca del río Peces, en la que no se dispone de estación de aforo. Actualmente, la CHD solo permite la derivación de agua entre el 1 de abril y la fecha en la que el caudal del río Duerna alcanza su caudal ecológico.

Datos de entrada

Los datos meteorológicos (temperatura y precipitación) se han obtenido de la rejilla ROCIO (resolución de 5 km) desarrollada por AEMET (Nota Técnica 24 de AEMET, Peral et al., 2017). Se trata de datos diarios, del periodo 1951-2022, de precipitación y temperatura, que han permitido el cálculo de la evapotranspiración potencial con el método de Thornthwaite (1948). Su descarga se ha realizado con una aplicación desarrollada por el proyecto Sarai (<https://sairai-data.igme.es>).

La serie temporal de caudal diario medido en la estación de La Velilla, del periodo 2013-2023 (Fig 1), ha sido facilitada por la CHD.

Metodología

Para realizar el modelo de precipitación-aportación se ha escogido el código HBV Light, (Seibert 2005), cuya versión original HBV (Bergström 1976; Bergström 1995) fue creada por Institu-

to Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI, siglas en inglés).

Aguas arriba de la estación de aforo de Velilla, la cuenca del río Duerna cuenta con una superficie de 245 km². Esta ha sido subdividida en ocho zonas altitudinales a intervalos de 200 metros de altitud. La discretización temporal del modelo es diaria. El periodo total de simulación incluye un intervalo inicial de calentamiento de ocho años hidrológicos (de Octubre de 2005 a Septiembre de 2013), un periodo de calibración de seis años (de Octubre de 2013 a Septiembre de 2019), y finalmente, un periodo de simulación de tres años y tres meses (de Octubre de 2019 a Diciembre de 2022) que se utiliza para validar el modelo.

El modelo HBV elegido es el de la configuración estándar, que considera tres depósitos de almacenamiento del agua subterránea, con almacenamiento en la zona saturada ubicada en el depósito superior (i.e., "Three GW boxes, STZ distributed"; Seibert, 2005).

Resultados y discusión

Se ha calibrado el modelo minimizando el error entre los datos de caudal del hidrograma medido y calculado, y utilizando la eficiencia del modelo (Reff; Seibert, 1997) como función objetivo, obteniendo para esta un valor de 81,9%. En la Figura 2 se representan los caudales observados, los caudales obtenidos en el periodo de calibración y los caudales simulados para el periodo de validación, además del intervalo de confianza que resulta del análisis de Monte Carlo [10%,90%].

Las observaciones indican que las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 2013-2022, son de 76,38 hm³/año. Para el mismo periodo las aportaciones medias calculadas por el modelo son exactamente las mismas, 76,38 hm³/año. Sin embargo, los aportes obtenidos con el modelo realizado son inferiores a los estimados por el CEDEX (código 2520) para la CHD, (84,8 hm³/año, con datos de 20 últimos años). Por lo que, los resultados conseguidos en este trabajo indican que, actualmente, la CHD puede estar sobrestimando las aportaciones del río Duerna.

En el modelo realizado las contribuciones de la descarga total de la cuenca, por parte de la escorrentía superficial, la sub-superficial y la subterránea son del

12,5%, 11,7% y 75,7%, respectivamente.

La gestión actual del recurso hídrico en la cuenca es competencia de la CHD, la cual autoriza el uso del agua del río y su derivación hacia las zayas de recarga, a partir del 1 de abril de cada año. En la figura 1 se muestra el hidrograma anual medio, acumulando los datos diarios de forma mensual y la variación anual del caudal ecológico que la CHD establece. Como se puede observar, durante los años secos, representados por el percentil 20 del caudal, el periodo más adecuado para derivar el caudal del río para la RGA del acuífero, es el comprendido entre los meses de enero y junio. Esto indica que la época de recarga del acuífero interfluvial Duerna-Peces, debería adelantarse al mes de enero/febrero, sin que ese adelanto cause descensos de caudal en el río que pongan en peligro los caudales ecológicos establecidos por la CHD.

Mediante los resultados del modelo realizado se constata que el adelanto de la época de recarga del acuífero, mediante el uso de zayas, a los meses de invierno, generaría un menor impacto en el caudal ecológico del río. Además, la derivación de las aguas superficiales del río Duerna a través de las zayas, convierte al acuífero interfluvial en un depósito natural que permite una distribución óptima del agua entre todos los usuarios del acuífero.

Conclusiones

El modelo HBV Light construido para la cuenca del río Duerna hasta la estación de aforos, representa con un ajuste del 81,9% al sistema, siendo éste tipo de modelos semidistribuidos una buena herramienta para la estimación de los recursos hídricos generados en la cuenca tributaria de la estación de aforos, punto desde el cual se comienza a gestionar el recurso hídrico generado.

Gracias a los resultados obtenidos del modelo se propone modificar la estrategia de gestión de la relación del río Duerna con el sistema de zayas del acuífero

interfluvial Duerna-Peces, pudiéndose adelantar la derivación de sus recursos hídricos al invierno, obteniéndose así grandes beneficios en las estrategias de RGA, y todo ello sin poner en peligro el cumplimiento de la normativa en cuanto a caudales ecológicos establecida por la CHD.

Se puede concluir afirmando que, la ancestral forma de manejar el agua de esta cuenca hidrológica constituye un ejemplo de uso adecuado de la infraestructura verde, de Solución Basada en la Naturaleza, y de sistema de uso conjunto de agua superficial y subterránea. Por este motivo, este puede ser un ejemplo para implementar este tipo de estrategias en otras cuencas similares características, con objeto de poder implementar soluciones de RGA eficientes y resilientes, y que tienen un impacto reducido sobre los ecosistemas adyacentes.

Contribución de los autores

Naranjo-Fernández: Estructura del trabajo, adquisición de datos, edición, figuras, edición del manuscrito, investigación/análisis, coordinación. **Jódar-Bermúdez:** metodología, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión. **Martos-Rosillo:** Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/análisis, supervisión.

Agradecimientos

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

Las opiniones y documentación aportadas en esta publicación son de exclusiva responsabilidad del autor o autores de los mismos, y no reflejan necesariamente

los puntos de vista de las entidades que apoyan económicamente el proyecto.

Agradecemos a la Confederación Hidrográfica del Duero por la aportación de los datos de caudales. También a los coordinadores del proyecto Sarai (IGME-CSIC), mediante el cual se ha facilitado la tarea de obtención de los datos climáticos de la Serie Rocio de AEMET.

Referencias

- Bergström, S. (1976). *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*, SMHI RHO 7, Norrköping, Sweden. 134 pp.
- Bergström, S. (1995). *The HBV model, computer models of watershed hydrology* (editor: V.P. Singh). Water Resources Publications.
- CHD. (2015). *Plan Hidrológico de la parte española de la demarcación Hidrográfica del Duero*. Plan 2016-2021. Anejo 3: Zonas Protegidas.
- European Commission (2023). *EU Water Framework Directive-Integrated River Basin Management for Europe*. Available online: http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/index_en.html
- Mata-González, J., Orviz-Castro, F., Velando-Múnoz, F., Perez-Estaun, A. (1981) *Serie MAGNA 1:50:000 editada por el IGME. Hoja 192 "Lucillo". Segunda serie, primera Edición*.
- Peral, C., Navascués, B. and Ramos, P. (2017) *Serie de precipitación diaria en rejilla con fines climáticos*. AEMET Nota Técnica n° 24. Available at: https://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/NT_24_AEMET
- Seibert, J. (1997). *Nordic Hydrology*, 28(4), 247-262.
- Seibert, J. (2005). *HBV light version 2, User's Manual*. Uppsala University, Institute of Earth Sciences, Department of Hydrology, Uppsala, Sweden.
- Thorntwaite, C. W. (1948). *Geogr. Rev.* 38:55-94.

Hydrological modelling of daily flow in two restored playa-lakes in southern Spain (Córdoba province)

Modelización hidrológica de paso diario en dos lagunas restauradas del sur de España (provincia de Córdoba)

Marina Martínez-Caro¹, Alejandro Jiménez Bonilla¹ and Miguel Rodríguez-Rodríguez¹

¹Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera km 1. 41013 (Sevilla), mmarcar@upo.es, ajimbon@upo.es, mrodrod@upo.es

ABSTRACT

In this work, we estimated the water level from 2008 to 2023 at a daily scale in Rincón and Santiago playa-lakes (Southern Spain) by means of precipitation, total runoff and evaporation data. The results were compared to actual evolution of the water level during the same period in both wetlands. Historical hydrological data taken from previous studies was also evaluated to observe possible changes in total runoff onto the hydrological system. Our results suggest that Rincón and Santiago playa-lakes constitute a single through-flow hydrological system. In high water periods Santiago Lake, placed at a higher altitude, contribute to the water balance of Rincón and so the hydroperiod of the latter is longer. During low water periods Santiago Lake act as a recharge system. Finally, a 4.23% reduction in runoff was observed comparing the results from the study period to the historical (1972/1996) average.

Key-words: Water balance, hydrogeology, endorheic watershed, playa-lake.

RESUMEN

En este trabajo, se ha estimado el nivel del agua desde 2008 hasta 2023 a escala diaria en las lagunas de Rincón y Santiago (sur de España) mediante datos de precipitación, escorrentía total y evaporación. Los resultados se compararon con la evolución real del nivel del agua durante el mismo período en ambas lagunas. Asimismo, se evaluaron los datos hidrológicos históricos tomados de estudios anteriores para observar posibles cambios en la escorrentía total hacia las lagunas. Nuestros resultados sugieren que las lagunas de Rincón y Santiago constituyen un único sistema hidrológico de tránsito. En períodos de aguas altas, la laguna de Santiago, ubicada a mayor altitud, contribuye al balance hídrico de la laguna del Rincón y, por lo tanto, alarga su hidroperíodo. Durante los períodos de aguas bajas, la laguna de Santiago actúa como un sistema de recarga. Finalmente, se observó una reducción del 4.23% en la escorrentía total, al comparar los resultados del período de estudio con el promedio histórico (1972/1996).

Palabras clave: Balance hídrico, hidrogeología, cuenca endorreica, laguna temporal.

Geogaceta, 77 (2025), 63-66
<https://doi.org/10.55407/geogaceta108642>
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/07/2024
Fecha de revisión: 30/10/2024
Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Playa-lakes in southern Spain are mostly located in the so-called Andalusian countryside. Most of these wetlands are very shallow, and consequently, very highly sensitive to variations in their water balances. Small changes in water inputs or outputs may provoke changes in the flooded area and in the hydroperiod (Jiménez-Bonilla *et al.*, 2023; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). Within this area, Rincón and Santiago playa-lakes are located in the Córdoba province, 6 km southeast of Aguilar de la Frontera town (Fig. 1).

Rincón Lake watershed is 295.7 ha, and its maximum flooded area is 10 ha. Meanwhile, Santiago Lake catchment is 135.5 ha, and its maximum flooded area is 8 ha (Fig. 1). Both receive water inputs only from precipitation and basin discharge (surface and subsurface runoff). Rincón Lake also overflows to an exorheic drainage network towards the (Capellania Stream, Fig.1) during extremely wet years.

During the 1940 decade, a drainage system connected Rincón and Santiago

lakes. This anthropogenic modification was created for agricultural purposes. In 2003, a restoration program tried to disconnect both wetlands, clogging the drainage (Moral *et al.*, 2008; Valero-Garcés *et al.*, 2006). This restoration was made after the recognition as a protected Natural Reserve in order to re-establish their natural hydrological functioning.

The aim of this work is to perform daily modeling of the lake's water level to verify the effectiveness of the restoration, as recommended in previous hydrological studies in these wetlands (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir [CHG], 2008). To do that, we modelled the water level in both lakes, following a methodology validated in previous hydrological studies (Moral *et al.*, 2013).

Study site

Rincón and Santiago Playa-Lakes are located in the external fold-and-thrust belt of the Betic Cordillera, which involves Guadalquivir basin-derived units and Betics paleomargin-derived units.

The Guadalquivir Basin itself was formed as a foreland basin during the Neogene, primarily composed of marine deposits from the Tortonian to Messinian epochs. Following the collision between the Iberian and African plates, the basin accumulated terrestrial and shallow marine sediments during the Pliocene to Holocene periods, which include sandstones and clays, marking a transition from a marine to a continental environment.

The tectonic compression in this region has shaped complex stratigraphy and influenced hydrogeological dynamics, particularly in the Playa-Lakes systems, where interactions between surface and subsurface water are affected by the geological substrate, significantly impacting the lakes topography and hydroperiods (Junta de Andalucía, 2005, 2006; IGME, 2009).

In the studied area, upper Miocene calcarenites and sandstones with variable permeability overly a clayey-evaporitic megabreccia dominated by Triassic origin materials with low permeability (Moral *et al.*, 2013).

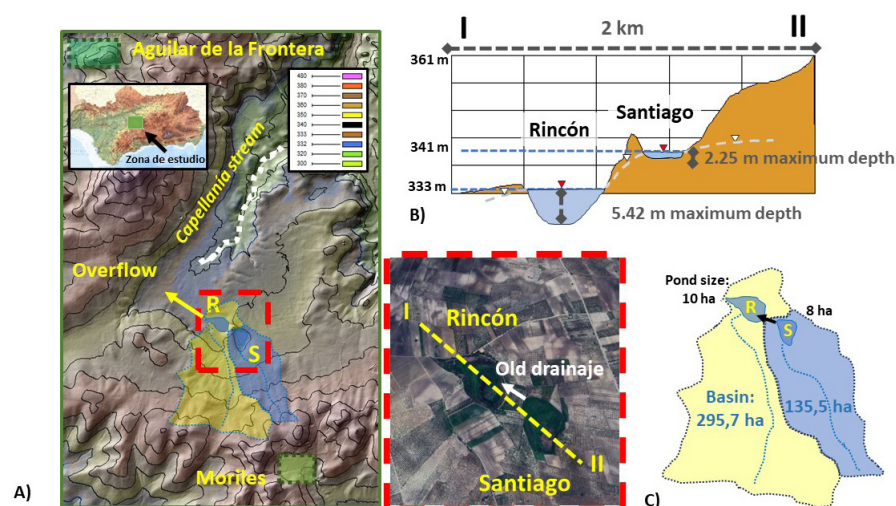


Fig.1.- A) Topographic map of Santiago and Rincón playa-lakes. B) Hydrologic cross-section of both playa-lakes. C) Basin of each lake and drainage streams. See color figure in the online version.

Fig. 1.- A) Mapa topográfico de las lagunas de Santiago y del Rincón. B) Corte hidrológico de ambas lagunas. C) Cuenca hidrográfica de cada laguna y arroyo en el que desemboca. Ver figura en color en la versión web.

Espejo and Romero (2009), classified the different horizons presented in the soil below the lakes, distinguishing an AB horizon of about 50-70 cm, along with another horizon of detrital-clay nature (BC), with features characteristic of Vertisols. The study area is characterized by a semiarid Mediterranean climate, where evapotranspiration largely exceeds precipitations (Rodríguez-Rodríguez *et al*, 2011).

Both Rincón and Santiago playa-lakes are located in N-S elongated endorheic watersheds (Fig. 1). Rincón Lake (333 m ASL) is placed 8 m lower than Santiago Lake altitude (341 m ASL). In the top right of figure 1A, it shows the different colors of the maps according to the altitude.

Because of the salinity value reported in a study by the CHG in 2008, which was 1.89 g/L, the water of Rincón Lakes can be considered brackish. Before the restoration, water varied between 0,6 and 1,9 g/l and the conductivity was between 1 and 3 mS/cm during the period March 1999 to October 2003 (CHG, 2008).

Both wetlands are of great ecological importance due to the wide variety of flora and fauna. In fact, Rincón Lake is one of the breeding and wintering areas for the white headed duck (*Oxyura leucocephala*), a species of waterfowl that was recognized as endangered in the Red List of Threatened Species by the IUCN, in 2017. Therefore, Rincón Lake was inte-

grated into the Natura 2000 Network, as a Special Protection Area for Birds and Special Conservation Area (Junta de Andalucía, n.d.).

Methodology

The methodology applies in this work includes water level monitoring and water level modelling.

Water level monitoring

This task was conducted monthly by recording water level measurements from calibrated rulers on the deepest areas of Santiago and Rincón Lakes, from October 2008 to September 2023. Data was collected by the "Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía". However, there are some gaps in the series due to the ruler of Santiago Lake.

This ruler has a maximum measure of 2 meters, so when the water level was over it, it could not be measured.

Water level modelling

Modelling was applied for a 15-year period of water level measurements. To do that, we used the methodology applied in previous studies (Jiménez-Bonilla, 2023; Moral *et al*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al*, 2016;). The model considers local groundwater discharge, related to the playa-lake basin (Fig.2), simplifying lake water storage (Hs) as follows. The model considers low lake-groundwater connections (Fig 2), simplifying lake water storage (Hs) as follows:

$$Hs = P + BD \pm O - E, \text{ (eq. 1)}$$

where *Hs* represents the daily change in water level. *P* and *BD* are water inputs: *P* is the increase in lake level due to precipitation, and *BD* is the increase due to basin discharge (surface runoff and groundwater discharge). *O* represents surface overflow, and *E* is the water level decrease due to direct evaporation. Climatic parameters such as precipitation, temperature, and direct evapotranspiration/evaporation were sourced from a weather station (Santaella) within the Andalusian Agroclimatic Information Network (RIA) by the Junta de Andalucía's meteorological monitoring system. The Santaella station was chosen for its extensive data and proximity to the lakes (aprox. 22 km away). There were several data which did not appear in the series. To complete it, it was used the data from the Cabra station because it was the second closer.

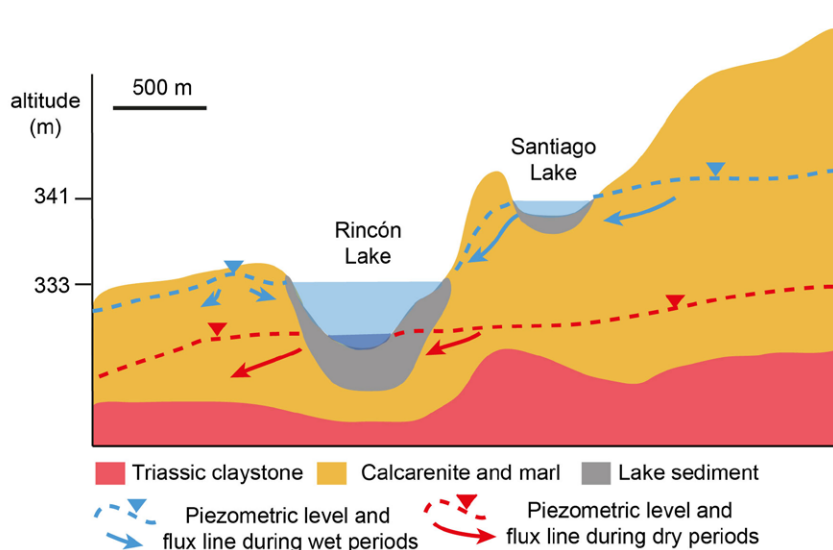


Fig. 2.- Hydrogeological model of Santiago and Rincón Lake with flux lines during dry (red lines) and wet periods (blue lines) according to our study. See color figure in the online version.

Fig. 2.- Corte litológico de las lagunas de Santiago y Rincón con líneas de flujos y niveles piezométricos. Ver figura en color en la versión web.

P (mm) was directly obtained from the data series, representing the increase in the lake due to direct rainfall. BD was determined by a daily soil water balance in both basins, assuming a water holding capacity of 180 mm for the clayey soils (Aljibe, 2013). BD in mm was multiplied by the basin/flooded surface ratio to obtain the increase in water level in mm, consistent with previous studies (e.g., Jiménez-Bonilla, 2023; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016). To estimate E , Penman ETP (in mm) was used, correcting these values by multiplying by 1.15.

We took into account the maximum water level in the lake. Above this level, water overflows from Santiago to Rincón or from the latter to the drainage network. Rincón Lake overflow threshold is located at 5.42 m from the lake bed (Fig. 1). Santiago Lake maximum water level was estimated aprox. 2.25 m from the lake bed. To start modelling procedure, Santiago Lake was completely dry at the beginning of the modelling period, and Rincón Lake had a height of 1.73 m (Fig. 2).

Results

Based on the observation of actual water level data in both wetlands, two periods were distinguished: a wet period from 2008 to 2014, during which the water level exceeded 5 m in Rincón Lake and 2 m in Santiago Lake; and a dry period from 2014 to 2023, during which both wetlands dried up.

Additionally, precipitation data from the RIA were analysed, revealing alternating dry and wet periods. The years with the highest precipitation were 2009, 2015, 2019, and 2021.

Following the water level modelling, a wet period was identified from 2008 to 2014, during which simulated water levels reached up to 5.5 m in Rincón and 2.2 m in Santiago. Subsequently, water levels decreased to 0.5 m in Rincón, while Santiago dried up, marking the beginning of a dry period. In early 2018, water levels increased again, reaching a maximum of 5.5 m in Rincón and 2.2 m in Santiago.

The water balance of both playa-lakes was determined by the relationship between inputs (precipitation and total runoff) and outputs (evaporation).

When comparing the climatological parameters from the study period with the values calculated by CHG in 2008 (Table 1), it was obtained an average annual precipitation of 557 mm was obtained for the historical period (1972-1996), while during the study period (2008-2023),

First year	Last year	Num. years	P (mm/year)	T (°C/year)	EVAP (mm/year)	Total Runoff (Run)
1972	1996	25	557.0	17.4	-	127.4
2008	2023	15	436.0	17.6	1602.6	113.4

Table 1.- Climatic characteristics of the area during this study (2008-2023) and a historic series in the same area. (1972-1996, CHG, 2008).

Tabla 1.- Características climáticas de las lagunas Rincón y Santiago durante el periodo de estudio 1972-1996 (CHG, 2008) y el periodo 2008-2023.

this value was 422.3 mm/year. About the temperature, it increased 0.4 °C from the period 1972-1996 to 2008-2023. Regarding the total runoff, 127.4 mm was recorded for the earlier period, compared to 122 mm/year in the more recent period, indicating a reduction of 4.23% in runoff when comparing both periods.

As for evaporation, the only significant output, a value of 1587.8 mm/year was obtained for the period 2008-2023.

It was highlighted that runoff values were higher in Rincón Lake than in Santiago one, corresponding to longer hydropersods in Rincón.

Finally, the meteorological parameters show a precipitation drop and an increase in temperatures during the last decades (Table 1).

To evaluate the model's performance in simulating water levels, the Pearson correlation coefficient was calculated between observed and simulated water height data. The resulting value was 0.34, reflecting a low correlation between the observed and modelled data.

This result suggested that the model had limitations in accurately capturing the variations in water levels in the playa-lakes. This low correlation could be

due to factors not fully represented in the model, such as potential underground connections between the lakes, local runoff variability, or climatic factors not included in the input calculations.

In relation to the height water level. Figure 3 shows results of the water level modelling for Santiago and Rincón lakes, from November 1, 2008, to October 20, 2023.

Some significant variations occurred during the studied period. The 2008-2014 period could be considered as wet. 2014-2018 and 2020-2023 were considered dry periods (Fig. 3). This figure shows the results from the modelling and actual water level of Rincón Lake. It is the same for the modelling and actual water level of Santiago Lake. In this figure, it has been represented with unfilled orange dots the values the days when the water level in Santiago Lake was higher than 2 m. We do not have these measures because it was conditioned by the maximum calibrated ruler, as explained in the methodology section.

The water level modelling is in accordance with the climatologic conditions. It means that the maximum water level coincides with extremely wet periods, and both lakes should be dry during the dry

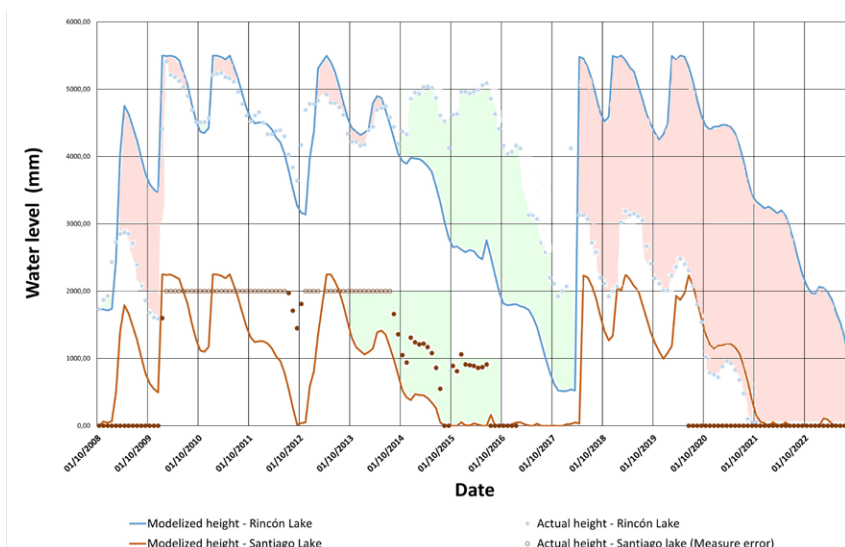


Fig. 3.- Water level (mm) vs date during the period 01/10/2008 to 30/10/2023. See color figure in the online version.

Fig. 3.- Nivel de la lámina de agua (mm) vs fecha durante el periodo 01/20/2008 al 30/10/2023. Ver figura en color en la versión web.

periods (Fig. 3). When compared actual data and modelling results of both lakes, we observed a low correlation, especially during the 2014-2023 period (Fig. 3).

Discussion

The use of this modelling has been considered successful due to its capacity to simulate the hydrological functioning of the system, in accordance with its conceptual model (Moral *et al.*, 2008; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2010).

Related to this, it was created another graphic (Fig. 4) where it was represented the monthly accumulated precipitation and the actual water level.

In this figure, it can be observed that in the early years, when precipitation is more frequent, the levels of both lakes are stable or high, especially in Rincón Lake. However, starting in 2017, a decrease in the levels of both lakes is observed, coinciding with periods of lower precipitation. This suggests that the water levels in both lakes largely depend on precipitation, as when it decreases, the water levels also drop significantly.

Although both Rincón and Santiago lakes were initially considered as two independent hydrological systems after their restoration, they seem to remain connected. The results obtained throw the modeled (Fig. 3), could indicate the existence of groundwater discharge from Santiago watershed to Rincón watershed (see blue line in Fig. 2), but it would have to be contrasted with a piezometric study.

In contrast, from 2017 to 2023, values of actual data are lower than the modelled data in Rincón and Santiago lakes; this may be explained by a significant drop in the groundwater level within the aquitard (see red line in Fig. 2). Several factors could contribute to this decline. One possibility is the overexploitation of groundwater resources in the surrounding agricultural areas, which may have reduced the recharge to the aquitard. Additionally, the prolonged drought periods during these years may have limited natural recharge, as decreased precipitation and increased evaporation put further stress on the system. Another factor to consider is the geological characteristics of the region; greater permeability in the underlying strata or the presence of undetected fractures could facilitate water loss from the aquitard into deeper layers. It would be interesting to have into account in future investigations.

Additionally, we have observed that the transition from a discharge lake to a recharge lake in Rincón Lake coincides with

Santiago Lake being dry during this period (Winter, 1988). This supports the hypothesis of Santiago and Rincón lakes behaving as a single hydrogeological system. Hence, in spite of the restoration carried out in 2003, our work shows that both lakes continue hydrogeologically connected.

Conclusions

The results of this work provide significant information about the hydrological functioning of Santiago and Rincón lakes. In this work, we modelled both lakes as independent hydrogeological systems, considering the analyses of the sheet hydrographs. However, taking into account our study, a close relationship between both lakes is observed, pointing to the existence of a single through-flow hydrological system.

In high water conditions Santiago Lake acts as a recharge system, probably contributing to the water balance of Rincón Lake. In addition to the water that may come from Santiago, the hydroperiod of Rincón is also influenced by the fact that its basin is at a lower elevation, which promotes greater water exchange with the geological substrate. On the other hand, during low water periods, groundwater level drops and Santiago Lake dries out.

In the future, the monitoring of lakes must be continuous, to avoid long register gaps. Moreover, the maximum depth of Santiago Lake should be constrained. It will be also important to observe the evolution of the piezometric level in the surrounding area, to check out the possibility of an affection in the water level of the lakes due to the aquitard overexploitation for irrigation purposes.

Author contributions

Below are the tasks performed by each author:

Martínez-Caro, M.: Review and structure of the work, and creation of table 1, figure 3 and 4, manuscript writing, laboratory analysis.

Jiménez-Bonilla, A.: Supervision, review and editing of the work structure, coordination, methodology, creation of figure 2, field data collection, and laboratory analysis.

Rodríguez-Rodríguez, M.: Supervision, review and editing of the work structure, creation of figure 1, and coordination.

Acknowledgments

We would like to thank the Environmental Delegation of the Junta de An-

dalucía in province of Córdoba for the climatic and hydrological information. This work is financed by "Monitorización hidrológica y modelización de la relación laguna-acuífero en los mantos eólicos de Doñana" of the Guadalquivir River Basin Authority and Pablo de Olavide University. Also, we are grateful to the finance of the project "Tectonic conditioning and climate change effects on the hydrogeological evolution of wetlands and playa-lakes in the southern Spain" granted by the Pablo de Olavide University.

References

- Winter, T. C. (1988). *Environmental Management*, 12, 605-620.
- Espejo, J. M. R., and Romero, D. G. (2009). *Boletín de la Real Academia de Córdoba de Ciencias, Bellas Letras and Nobles Artes*, 89 (156), 183-190.
- Jiménez-Bonilla, A., Rodríguez-Rodríguez, M., Yanes, J.L. and Gázquez, F. (2023). *Science of The Total Environment*, volume, 905, 1-14.
- Junta de Andalucía. (2006). *Geodiversidad y patrimonio geológico de Andalucía* (Capítulo 14).
- Junta de Andalucía. (n.d.). *Reserva Natural Laguna del Rincón*. Junta de Andalucía - Consejería de Sostenibilidad, Medio Ambiente y Economía Azul.
- Moral, F., Rodríguez-Rodríguez, M., Beltrán, M., Benavente, J., and Cifuentes, V. J. (2013). *Water environment research*, 85(7), 632-642.
- Moral, F., Rodríguez-Rodríguez, M., Beltrán Miralles, M., Benavente Herrera, J. and Ortega Gonzalez, F. (2008). *Confederación hidrográfica del Guadalquivir, Tomo II*, 158-186.
- Padilla, A., Delgado, J., Castillo, E., (2005). Aljibe Consulting, Rodríguez-Rodríguez, M., Montes-Vega, MJ and Maldonado-Jiménez, J. (2022). *Magazine of the Spanish Geological Society*, 72, 3-6.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente, J., Alcalá, F. J., and Paracuellos, M. (2011). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 91(3), 400-410.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Martos-Rosillo, S., and Pedrera, A. (2016). *Journal of Hydrology*, 543, 462-476.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F. and Beltrán, M. (2010). *Magazine of the Spanish Geological Society*, 48, 135-138.
- Valero-Garcés, B. L., González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Mata, P., Delgado-Huertas, A., and González-Barrios, A. (2006). *Journal of Paleolimnology*, 35, 441-465.

Estimación de la recarga potencial en acuíferos detríticos mediante regadíos de invierno en choperas (España peninsular)

Estimation of potential recharge in detrital aquifers through winter irrigation in poplar groves (peninsular Spain)

Juan Antonio Luque-Espinar^{1*}, María Ángeles Ripoll Morales², Francisco Bruno Navarro Reyes² y Sergio Martos Rosillo¹

¹ IGME-CSIC Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo y 1ºC. 18006 - Granada. ja.luque@igme.es, s.martos@igme.es

² IFAPA. Camino del Purchil, s/n, Ronda. 18004- Granada. mariaa.ripoll@juntadeandalucia.es, fbruno.navarro@juntadeandalucia.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The water cycle presents an increasing anthropogenic influence that is reflected in both quality and quantity. This situation is being suffered in different areas of Spain and is affecting both human consumption and irrigation. There are ancestral practices based on nature that have been used in different areas of Spain for centuries that improve water management. The essence of them is to take advantage of winter waters to infiltrate them into the land that will be available in spring-summer for consumption. Winter irrigation in poplar groves is one of those practices that have been abandoned despite the obvious benefits they present. This work presents an approximate estimate of the potential volume that could infiltrate in winter into detrital aquifers where there are poplar trees or where the soil conditions are appropriate for this type of crops. The first estimates indicate that the infiltration potential in these lands could reach 900 hm³, in three months.

Key-words: Poplars, Hydrogeology, Winter irrigation, Surpluses.

RESUMEN

El ciclo del agua presenta una influencia antrópica cada vez mayor que se refleja tanto en la calidad como en la cantidad. Esta situación se está sufriendo en diferentes zonas de España y está afectando tanto al consumo humano como al regadío. Hay prácticas ancestrales basadas en la naturaleza que se utilizan en diferentes zonas de España, desde hace siglos, que mejoran la gestión del agua. La esencia de las mismas es aprovechar aguas invernales para infiltrarlas en el terreno, de manera que estas queden disponibles en primavera-verano para su consumo. El riego invernal de choperas es una de esas prácticas que se ha ido abandonando, a pesar de los evidentes beneficios que generan. En este trabajo se presenta una estimación aproximada del volumen potencial que se podría infiltrar en invierno en acuíferos detríticos donde hay choperas o donde las condiciones del terreno son apropiadas para este tipo de cultivos. Las primeras estimaciones indican que el potencial de infiltración en estos terrenos podría alcanzar los 900 hm³ en tres meses.

Palabras clave: Choperas, Hidrogeología, Regadíos de invierno, Excedentes.

Geogaceta, 77 (2025), 67-70

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108690>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

La disponibilidad de agua para uso humano es un reto creciente y, como es lógico, se debe compatibilizar la disponibilidad con el cuidado del medioambiente. Dicho reto está relacionado tanto con la cantidad como con la calidad del recurso. En este contexto, se deben explorar diferentes alternativas que cumplan ese doble objetivo. Así, hay prácticas tradicionales de manejo del agua en la agricultura que podrían ayudar en ese sentido como son los regadíos de invierno por inundación.

Los regadíos de invierno por inundación son unas prácticas ancestrales que reciben distintos nombres dependiendo del ámbito geográfico donde se utilizan, aunque cada vez se emplean menos. En la Vega de Granada (Castillo Ruiz *et al.*, 2014) se hacen para humedecer y prepa-

rar la tierra de cara a la siguiente siembra, lavar zonas donde precipitan sales, e incluso para aumentar la materia orgánica y nutrientes, cuando se regaba con las aguas residuales brutas (riegos de entarquinado). Desde la perspectiva actual (Dahlke *et al.*, 2018; Morriset *et al.*, 2024), otros beneficios que se obtendrían serían frenar la pérdida de suelos y frenar la disminución de su productividad, crear sistemas acuáticos específicos, recargar acuíferos y mejorar la calidad de las aguas subterráneas mediante la dilución de contaminantes como los nitratos, entre otros.

Las tierras donde se cultiva chopo ofrecen unas características muy favorables para practicar la recarga de acuíferos mediante regadíos de invierno, pues la planta tolera bien el exceso de agua en invierno, existen infraestructuras de regadío y los materiales sobre los que

se plantan suelen ser muy permeables. Como es lógico, la intensidad de estos regadíos siempre dependerá de la disponibilidad de agua durante el periodo invernal.

En este trabajo se ofrece una primera evaluación del potencial de la recarga a los acuíferos que se podría conseguir mediante los regadíos de invierno en choperas en España peninsular.

Material y métodos

La propuesta que se realiza en este trabajo comprende la España y la información cartográfica utilizada para llevarlo a cabo procede del MITECO (2024a, 2024b) y del Pozo Gómez (2009). Los datos numéricos empleados para realizar las estimaciones realizadas proceden de CEDEX (2020).

La Cartografía de Zonas Potencial-

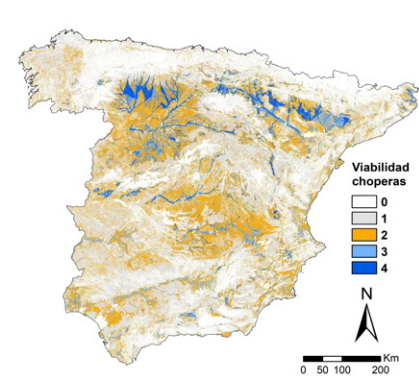


Fig. 1.- Zona de estudio y Cartografía de Zonas Potencialmente Viables para el Cultivo del Chopo en España (MITECO, 2024a). Ver figura en color en la versión web.

Fig. 1.- Study area and Mapping of Potentially Viable Areas for the Cultivation of Poplar in peninsular Spain (MITECO, 2024a). See color figure in the online version.

mente Viables para el Cultivo del Chopo en España (MITECO, 2024a) es la cartografía que muestra a escala peninsular el grado de idoneidad de una determinada zona para albergar una plantación de chopos viable (Figura 1). Para la obtención de esta cartografía se ha generado un algoritmo (MITECO, 2024a) de idoneidad basado en distintos parámetros que se consideran clave para el cultivo de esta especie: nivel freático, cercanía a cauces, posibilidad de riego, pendiente y altitud, tipo de suelo, clima, uso del suelo previo y protección medioambiental. Esta cartografía muestra 5 categorías de viabilidad del chopo, desde 0 que indica que es nula hasta 4 que representa la máxima viabilidad. Si sólo se utilizan las dos categorías más favorables, 3 y 4, suponen más de 45.000 km² (Figura 1).

No obstante, la situación real del cultivo del chopo en España está muy lejos de esa ocupación del suelo, pues según Casa-

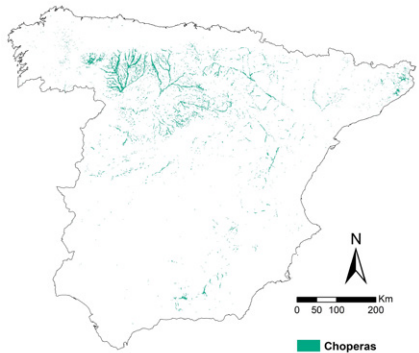


Fig. 2.- Superficie cultivada de chopo en 2022 (MITECO, 2024b). Ver figura en color en la versión web.

Fig. 2.- Poplar cultivated area in 2022 (MITECO, 2024b). See color figure in the online version.

do Álvarez *et al.* (2022) y MITECO (2024b) apenas supera los 800 km² (Figura 2), de los cuales el 65 % se cultiva en la comunidad de Castilla y León (MFECH, 2024).

Desde el punto de vista de las necesidades hídricas, Rueda *et al.* (2016) o Anónimo (2024) indican que este cultivo puede necesitar hasta 10.000 m³.ha⁻¹.año⁻¹ aunque el periodo habitual de regadío empieza en abril y termina en octubre. Estas dotaciones suponen un aporte de casi 3 L.día⁻¹.m⁻² o lo que es lo mismo 3 mm/día. No obstante, el regadío se concentra (Pérez García, 2016) en los meses de julio y agosto, en los que cada 15 días se aplica un riego del 20% de la dotación anual (13 mm/día). En junio y septiembre se riega en torno al 10% en cada mes.

De acuerdo con CEDEX (2020), las zonas donde se cultivan los chopos presentan tasas de infiltración del orden de 300 a 500 mm/mes o más o, lo que es lo mismo, entre 10 y 17 mm/día. Estas cantidades estimadas de infiltración son muy parecidas a las máximas tasas de riego.

La figura 3 muestra la cartografía hidrogeológica simplificada con objeto de comprobar la situación hidrogeológica de los cultivos de chopos.

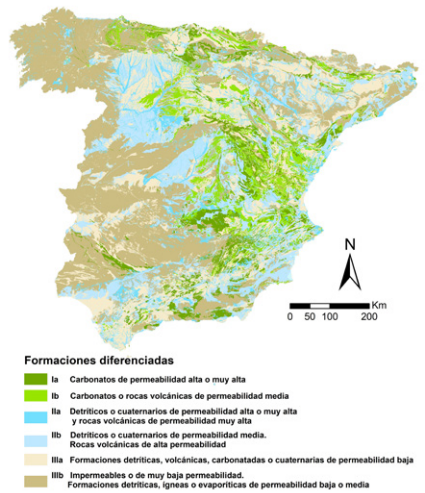


Fig. 3.- Cartografía hidrogeológica simplificada. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 3.- Simplified hydrogeological mapping. See color figure in the online version.

Resultados y Discusión

Los cultivos de chopo se localizan mayoritariamente sobre acuíferos detríticos cuaternarios libres, de acuerdo con la cartografía de del Pozo Gómez *et al.* (2009), esencialmente sobre las terrazas de los ríos (formación IIa de la Figura 3). La cantidad

mes	Duero	Ebro	Miño	Guadalquivir	
12	14.7	14.5	14	24.4	ETR
1	15.8	15.6	15.3	27	
2	27	25.4	24.9	40.1	
12	40.4	7.4	3.8	2.9	Infiltración
1	39.8	7.3	3.7	2.8	
2	33.8	6.3	3.3	2.2	
Total	114.1	21.0	10.8	7.9	

mes	Tajo	CI Cataluña	Júcar	Segura	Guadiana	
12	19	17.8	19.6	20.1	21.3	ETR
1	20.6	18.8	21.5	22.1	23.2	
2	33.4	29.3	32.3	29.2	36.1	
12	2.1	2.0	1.3	0.4	0.2	Infiltración
1	2.0	2.0	1.2	0.4	0.2	
2	1.6	1.7	1.0	0.4	0.2	
Total	5.7	5.7	3.5	1.2	0.6	

Tabla 1.- Datos de ETR (datos en mm/mes) y estimación de infiltración (hm³/mes)

Table 1- Evapotranspiration (ET) data (mm/month) and estimated infiltration (hm³/month).

de agua no supone un problema para su desarrollo, en este sentido, ante una situación de caudal suficiente durante el invierno, los límites para recargar los acuíferos detríticos los marca la capacidad de infiltración máxima. No obstante, en esta primera aproximación sobre el volumen potencial de agua que se puede infiltrar en las choperas se va a utilizar la dotación de 13 mm/día, durante los meses de invierno menos la evapotranspiración real (ETR) correspondiente, calculada por el CEDEX (2020). Esta dotación es la capacidad máxima de infiltración estimada (CEDEX, 2020) en este tipo de materiales. Respecto a la superficie cultivada en la actualidad (Figura 2), se estima en algo más de 800 km². De los cuales, unos 535 km² corresponden a la cuenca del Duero, 98 km² a la cuenca del Ebro, 50 km² a la cuenca del Miño y 44 km² a la cuenca del Guadalquivir. La cuenca del Tajo y las cuencas internas de Cataluña tienen 29 km² y el resto de cuencas, Júcar, Segura y Guadiana no suman ni 30 km². La Tabla 1 muestra la ETR (mm/mes) y la infiltración resultante (hm³/mes) en los meses de invierno y en las cuencas hidrológicas donde la extensión de choperas cultivadas es significativa.

Por tanto, para una superficie total plantada de chopos de 800 km², se infiltrarían algo más de 900 hm³ durante el periodo de considerado.

Estos valores de infiltración se deben considerar mínimos, dada la importante reducción en la superficie de choperas en los últimos años, tendencia que se supone va a cambiar debido al incremento del uso de esta madera en la construcción, mediante madera tecnificada. En este

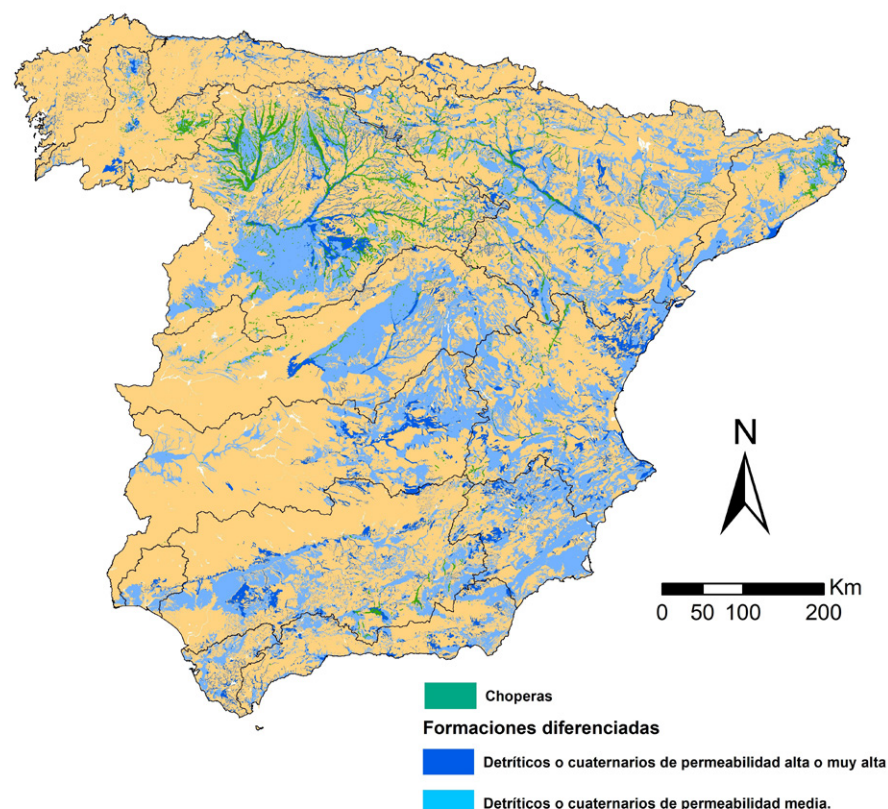


Fig. 4.- Cartografía hidrogeológica simplificada. Se destaca las formaciones potencialmente más apropiadas. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 4.- Simplified hydrogeological mapping. Potentially most appropriate formations are highlighted. See color figure in the online version.

sentido y teniendo en cuenta que estos cultivos se desarrollan, en general, sobre materiales aluviales cuaternarios con alta permeabilidad, el volumen de agua recargada podría ser mayor. De esta manera, si se consiguieran recargar 10 mm/día, durante tres meses, en una cuarta parte de la superficie donde se puede cultivar chopo (45.000 km²/4) se estaría hablando de cifras de recarga gestionada de acuíferos del orden de 4050 hm³/año, durante los inviernos de los años lluviosos.

La Figura 4 muestra una cartografía hidrogeológica simplificada donde se resalta los materiales aluviales más recientes con permeabilidades entre medias y muy altas. La mayor parte de esos afloramientos son susceptibles de ser utilizados, en caso presentar usos agrícolas que se ajusten a los objetivos del proyecto, como zonas de recarga a través de los regadíos invernales.

Como es obvio, estos riegos invernales solo podrán realizarse de forma generalizada durante los años en los que las precipitaciones están por encima de la media y en los que los embalses de aguas superficiales tienen que desaguar los recursos que no pueden regular.

Conclusiones

En este trabajo se presenta una primera estimación la recarga potencial mediante regadíos de invierno en choperas en España peninsular.

La situación de este cultivo, sobre acuíferos detríticos libres, en su mayoría terrazas fluviales, y su tolerancia a los riegos de inundación invernales, facilitarían una puesta en práctica de esta propuesta con relativa sencillez, teniendo en cuenta, además, que la infraestructura de distribución de agua y regadío está disponible.

La comunidad autónoma de Castilla y León, donde se encuentra una gran parte de la cuenca del Duero, cultiva más del 65% de las choperas de España. Las llanuras donde se cultiva están relacionadas con grandes acuíferos detríticos por lo que presentan, en principio, características idóneas para realizar estos ensayos.

La potencialidad de esta propuesta es indudable, la puesta en práctica no sólo ayudaría a recuperar niveles piezométricos sino también a mejorar la calidad de las aguas subterráneas con los excedentes invernales de las cuencas puesto

que, entre otros beneficios, reduciría las concentraciones de nitratos por dilución.

Contribución de los autores

Luque-Espinar: Estructura del trabajo, adquisición de datos, edición, figuras, edición del manuscrito, investigación/ análisis, coordinación.

Ripoll Morales: Revisión de los datos de los cultivos y del manuscrito.

Navarro Reyes: Revisión de los datos de los cultivos y del manuscrito.

Martos-Rosillo: Estructura del trabajo, revisión del manuscrito, investigación/ análisis, supervisión.

Agradecimientos

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

Las opiniones y documentación aportadas en esta publicación son de exclusiva responsabilidad del autor o autores de los mismos, y no reflejan necesariamente los puntos de vista de las entidades que apoyan económicamente el proyecto.

Referencias

- Anónimo (2024). *El arte de cultivar chopos*. Bosqalia <http://bosqalia.es/index.php/facility-items/riego-de-chopo/>
- Casado Álvarez, J., Chamorro García, G., Jiménez Montalvo, A. J., Checa Alonso, M. J., García Fernández, M.A. y Lerner Cuzzi, M. (2022). En: *8º Congreso Forestal Español*, Lleida 27 junio a 1 de julio de 2022. Sociedad Española de Ciencias Forestales, 1-12.
- Castillo Ruiz, J., Martínez Hidalgo, C. y Pérez Córdoba, G. (2014). En Sanchis-Ibor, C.; Palau-Salvador, G. Mangué Alférez, I.; Martínez-Sanmartín, L.P. *Irrigation, Society, Landscape. Tribute to Thomas F. Glick*, València, Universitat Politècnica de València. <http://dx.doi.org/10.4995/ISL2014.2014.190>.
- Dahlke, H.E., Brown, A.G., Orloff, S., Putnam, D. y O'Geen, T. (2018). *California Agriculture*. <https://doi.org/10.3733/ca.2018a0001>

CEDEX (2020). *Evaluación de recursos hídricos en régimen natural en España* (1940/41 – 2017/18). 157 p.

del Pozo Gómez, M. (Coord) (2009): *Mapa Litoestratigráfico, de Permeabilidad e Hidrogeológico de España continuo digital a escala 1:200.000*. Convenio de colaboración entre el Ministerio de Medio Ambiente y el Instituto Geológico y Minero de España para la realización de trabajos técnicos en relación con la aplicación de la Directiva Marco del Agua en materia de agua subterránea. IGME. Madrid.

[hhttps://info.igme.es/cartografia-digital/geologica/mapa.aspx?parent=%27../tematica/tematicossingul](https://info.igme.es/cartografia-digital/geologica/mapa.aspx?parent=%27../tematica/tematicossingul)

[lares.aspx%27&Id=15&language=es](https://www.miteco.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/ch-operas_mapa.html)

MFECH (2024). *Portal del chopo de Castilla y León*. <https://www.pfcyl.es/tematico/portal-del-chopo-castilla-leon>

MITECO (2024a). *Cartografía de Zonas Potencialmente Viabiles para el Cultivo del Chopo en España*.

https://www.miteco.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/ch-operas_viabilidad.html

MITECO (2024b). *Mapa Forestal de Plantaciones de Chopo en España* (MFE_CH2020).

https://www.miteco.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/ch-operas_mapa.html

[uraleza/informacion-disponible/ch-operas_mapa.html](https://www.miteco.gob.es/es/biodiversidad/servicios/banco-datos-naturaleza/informacion-disponible/ch-operas_mapa.html)

Morrisett, C.N., Van Kirk, R.W. y Null, S.E. (2024). *Water Resources Research*.

<https://doi.org/10.1029/2023WR036648>

Pérez García, I. (2016). *Evaluación de Ulmus pumila y Populus spp. como cultivos energéticos en corta rotación*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid, 220 p.

Rueda J., García Caballero J.L., Cuevas Y., García-Jiménez C. y Villar C. (2016). *Cultivo de chopos en Castilla y León*. Consejería de Fomento y Medio Ambiente, Junta de Castilla y León. Valladolid, 92 pp.

Speleothems in karstic caves beneath paleoglaci- ers in the Central Pyrenees

Espeleotemas en cuevas kársticas bajo paleoglaciares en el Pirineo Central

Miguel Bartolomé^{1, 2, 3*}, Ánchel Belmonte-Ribas⁴, Reyes Giménez⁵, Mario Bielsa³, Gerard Cazenave⁶ y Ana Moreno⁵

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

³ Geological Institute, NO G59, Department of Earth Sciences, Sonneggstrasse 5, ETH, 8092 Zurich, Switzerland.

mbielsa@student.ethz.ch

⁴ Sobrarbe-Pirineos UNESCO Global Geopark, Avda. Ordesa 79, 22340 Boltaña (Huesca), Spain.

ajbelmonte@educa.aragon.es

⁵ Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC). Avenida de Montañana, 1005, 50059, Zaragoza, Spain.

rgimenez.geo@gmail.com, amoreno@ipe.csic.es

⁶ Société de Spéléologie et de Préhistoire des Pyrénées Occidentales (SSPP), 5 allée du Grand Tour, 64000 Pau, France.

gcasenav@club-internet.fr

*Corresponding author

ABSTRACT

We explore the potential of various caves and karst systems of the Central Pyrenees (Lecherines-Collarada-Monte Perdido-Escuaín-Vignemale-Cotiella-Aneto-Maladeta) that could host speleothems that grew in karstic caves under glaciated areas. The requirements for the formation of speleothems in caves under areas covered by ice are: i) warm-based glaciers and ii) the presence of sulfides in the host rock. Springs and drip water were analysed to measure the presence of sulfates. Also, the presence of gypsum speleothems, pyrite, or other sulfides in the caves has been explored. Speleological observations, geological descriptions, and hydrochemical analyses have allowed the identification of caves and karst systems that may host these types of subglacial cave speleothems.

Key-words: Glaciation, Speleothem, Sulfur, Pyrenees, cave.

RESUMEN

Se explora el potencial de diferentes cuevas y sistemas kársticos localizados en el Pirineo Central (Lecherines-Collarada-Monte Perdido-Escuaín-Vignemale-Cotiella-Aneto-Maladeta) que podrían albergar espeleotemas que crecieron en cuevas kársticas bajo glaciares. Los requisitos para la formación de espeleotemas en cuevas subglaciares son: i) glaciares de base cálida y ii) la presencia de sulfuros en la roca encajante. Se analizaron aguas de surgencias y goteos para medir la presencia de sulfatos. Además, se exploró la presencia de espeleotemas de yeso, piritas u otros sulfuros en las cuevas. Las observaciones espeleológicas, así como las descripciones geológicas, y los análisis hidroquímicos han permitido reconocer cuevas y sistemas kársticos que pueden albergar este tipo de espeleotemas subglaciares.

Palabras clave: Glaciación, Espeleotema, Azufre, Pirineos, Cueva.

Geogaceta, 77 (2025), 71-74

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108619>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 16/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

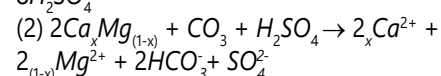
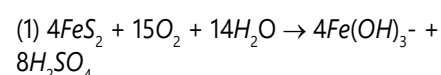
Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

The formation of speleothems in caves is generally associated with humid and warm conditions when soil development and vegetation growth over the caves are common. This process results in the acidification of water (due to soil CO₂) that percolates through the soil, leading to the dissolution of carbonate rocks (Carbonic Acid Dissolution, CAD). Once this carbonate-saturated water reaches the cave, it degasses into the cave atmosphere, resulting in the precipitation of carbonate that forms speleothems. However, speleothem formation can also occur in the complete absence of soil and vegetation. This is the case for speleothems formed in caves beneath glaciers (e.g. Castleguard Cave, Canada; Gascoyne

and Nelson, 1983). The requirements for these speleothems formation and preservation are: i) warm-based glaciers, ii) cave galleries relatively protected from glacial meltwater floods that could destroy the speleothems, and iii) the presence of sulfur (e.g., pyrites) disseminated in the carbonates where the cave develops (Spötl et al., 2024). The presence of glaciers can inhibit the formation of permafrost by insulating the rock from cold atmospheric conditions during the glacial periods. On the other hand, warm-based glaciers provide liquid water that interacts with the carbonate rocks. This subglacial water infiltrates through the bedrock, and when sulfides are present (e.g. pyrite) can oxidate to form sulfuric acid, which dissolves the carbonate rocks (Sulfuric Acid Dissolution, SAD), potentially saturating the waters

with carbonate and subsequently forming speleothems when entering the caves and CO₂ degassing occurs. The oxidation reaction of sulfides (e.g., pyrite) and the dissolution of carbonate rock are defined by the equations (1) and (2) (Taylor and Wheeler, 1993):



The first observations of speleothem growth in a cave beneath a glacier were made in Castleguard Cave, located in Banff National Park, Rocky Mountains, Canada. This cave is partially covered by the Columbia Icefield. In this cave, the primary process identified as responsible

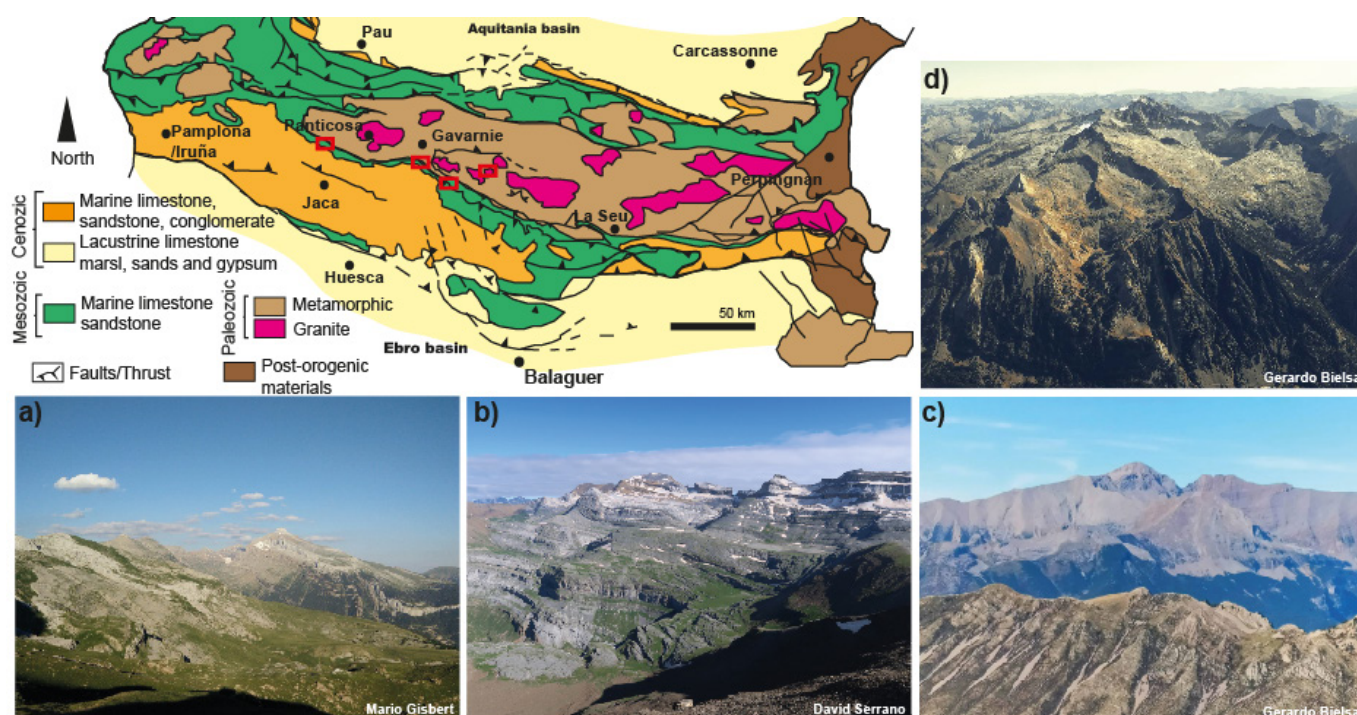


Fig. 1.- Simplified geological map of the Pyrenees, study areas (red rectangles) and photos of the study areas (partial views of a, Lecherines and Collarada massif; b, Monte Perdido massif c, Cotiella massif and d, Aneto-maladeta massifs). Detailed information on the geology of each massif can be found in sheets 144, 145, 146, 147, 179, 180, and 212 on <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>. See the color figure in the web version.

Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del Pirineo, zonas de estudio (rectángulos rojos) y fotografías de las áreas de estudio (vistas parciales de a, macizo de Lecherines y Collarada; b, macizo de Monte Perdido c, macizo de Cotiella y d, macizo de Aneto-Maladeta). La información detallada de la geología de cada macizo puede consultarse en las hojas 144, 145, 146, 147, 179, 180 y 212 en <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>. Ver la figura en color en la versión web.

for speleothem deposition is oxidation of pyrite. In certain rock units, macroscopic pyrite crystals and small nodules (concretions) have been observed (Atkinson, 1983), along with secondary sulfate minerals, like gypsum (Harmon et al., 1983). In the Alps, Spötl et al., (2024) and references therein, have reported stalagmite growth in several caves during glacier stages, including Marine Isotope Stages (MIS) 2, 3, 4, 6, 8, 10 and 12. These speleothems show considerably high $\delta^{13}\text{C}$ values (e.g. $>0\text{‰}$) compared to conventional speleothems (e.g. -5 to -10‰), in the range of $\delta^{13}\text{C}$ carbonate values of the host rock (e.g. Skiba et al., 2023; Spötl et al., 2024). These kind of subglacial cave speleothems represent the unique potential high resolution paleoclimate archives during glacial stages in continental areas, where most of the speleothems show hiatus related to the decline of vegetation and/or dry conditions.

Like in the Alps, karstic areas in the Central Pyrenees have been strongly glaciated during the Quaternary, with the maximum ice extension during the MIS 4 in the Last Glacial Cycle (LGC) (e.g. Lewis et al., 2009; García-Ruiz et al., 2013; Bartolomé et al., 2021).

Here, we explore potential speleothems formed in subglacial karstic caves in the Central Pyrenees (Fig. 1). We conducted a review of previous publication about the regional geology, the presence of sulfides in the host rock and related gypsums speleothems, explored the limits of the area of Pyrenean glaciations, and carried out hydrochemical analyses of springs from different caves and karstic systems in the Central Pyrenees (Lecherines and Collarada massifs, Monte Perdido, Escuaín and Vignemale massifs, and Cotiella and Aneto-Maladeta massifs) (Fig. 1) in order to find evidence for sulfide oxidation.

Study site

The Pyrenees is a N100° trending orogen due to the collision of the Iberian and European plates from late Cretaceous to Early Miocene. On the north side, the North Pyrenean Zone is a narrow north-verging fold and thrust belt. In the axis of the orogen, the Axial Zone is made of Paleozoic rocks structured in an antiformal stack of different thrusts. Finally, to the south, the South Pyrenean Zone is made of a wide system of south-

verging thrusts. All these different geological units contain in some extent limestone massifs or outcrops. The main ones are those included in the Axial Zone (mostly Devonian and Carboniferous in age) and the South Pyrenean Zone (with limestones from Cretaceous to Eocene). The main calcareous massifs and outcrops in the Central Pyrenees reach altitudes over 2500 and up to 3355 m a.s.l., due to the stacking of several thrusts. The sulfate formations (e.g. Keuper), which in the case of the Pyrenees act as a detachment level for thrusts at the base of the chain, are not interbedded with the carbonate formations. This leads to a conjunction of factors favourable to karst development: limestone intensely affected by folds and faults, high altitude and an important supply of water coming both from direct precipitations and snow melting.

Methods

Geological maps were revised focussing on the description of carbonate formations with the presence of disseminated sulfides (e.g., pyrite, chalcopyrite). Additionally, caving reports and previous studies documenting the presence of

oxidation stains, pyrites, or sulfate speleothems were reviewed. Samples of cave drip water, river water, and springs were analysed for major ions using ion chromatography at the Pyrenean Institute of Ecology (Zaragoza) laboratories. Carbonate alkalinity was determined by titration within 24 hours after sampling.

Results and discussion

Lecherines and Collarada massifs

The caves and karstic systems are open in Paleocene and Eocene materials (Fig. 1a). Water samples from the springs draining both massifs (Güixas and Esjamundo springs) show low sulfate concentrations (1.9 – 5.4 mg/l). However, the presence of gypsum speleothems, as well as calcite speleothems in some areas, has been reported in a number of galleries in both massifs (Barbier, 1970; Cuchí et al., 2012). Cuchí et al., (2012) suggested the most plausible origin of gypsum by sulfide oxidation in Lecherines system. These massifs were glaciated several times since MIS 8 (García-Ruiz et al., 2013).

Monte Perdido, Escuaín and Vignemale massifs

Most caves and systems open in Paleocene-Eocene materials in the Monte Perdido and Escuaín massifs, while in Vignemale, Devonian limestones and impermeable materials comprise the bedrock (Fig. 1b). In Bujaruelo Valley (Monte Perdido-Vignemale), the Granito

cave (1270 m a.s.l) shows a wide presence of speleothems. The river water inside the cave and dripwater, show low sulfate concentration (2.1 - 4.8 mg/l). Stalagmite growth between 153 to 130 ka, during MIS 6, MIS 5 and Holocene has been reported for this cave (Bartolomé et al. 2021). In Devaux cave (France-Spain border), located at 2836 m a.s.l in the Monte Perdido massif, and within the mountain permafrost, a recent study by Bartolomé et al. (2023) reveals the presence of high sulfate concentrations in the water (5.1-269.3 mg/l), both in drips and cave river. $\delta^{34}\text{S}$ analysis (-11.9 to -28.5 ‰ VCDT (Vienna Canyon Diablo troilite), Bartolomé et al., 2023) suggest the sulfur originates from pyrite (visible at naked eye in the host rock) oxidized by water circulation through the bedrock. Additionally, cryogenic cave gypsum has been reported in this cave (Bartolomé et al., 2023). From the middle to its innermost sector, conventional speleothems have been found. In the Escuaín massif, Las Fuentes de Escuaín karstic system (40 km of development and -1150 m depth) many galleries show gypsum fibres and conventional carbonate speleothems. The analysis of water from the main spring of the system (B1) show low sulfate concentration (2.2-12.8 mg/l).

Recently, new caves decorated with speleothems have been discovered in areas above ~2900 m a.s.l in the Monte Perdido massif. These caves were covered by glaciers during the Last Glacial Cycle (e.g. Sancho et al., 2018; Bartolomé et al., 2021) and during the Little Ice Age until

recent years, as suggested by historical pictures of both slopes of the Monte Perdido and Vignemale massif. The rapid retreat of the Monte Perdido and Ossoue (Vignemale massif) glaciers because of the current climate warming (Martí et al., 2015; Vidaller et al., 2021) offers potential areas for exploring subglacial caves that were covered by ice until recent times. These areas might provide opportunities to study recent and past subglacial cave speleothem formation, if speleothems are present.

Cotiella and Aneto - Maladeta massifs

Caves in Cotiella massif open mainly in Upper Cretaceous limestone (Baziero Fm), which usually pyrite is present (Fig. 1c). In some caves (e.g. Espluga Lasgüeriz, Pot au Feu and Brujas, all of them developed beneath a vast glacial cirque) gypsum crusts and flowers are abundant in some galleries (Fig. 2a, b). The dripwaters in Espluga Lasgüeriz show intermediate sulfate concentration (27.17 - 73.02 mg/l, Belmonte-Ribas 2014) compared with the other cave systems survey in this study. $\delta^{34}\text{S}$ analysis in sulfate formations (-23.8 to -26.3 ‰ VCDT, Belmonte-Ribas 2014) suggest the sulfur originates from pyrite. Moreover, speleothem growths were reported at 190-184 ka at the beginning of MIS 6 by Belmonte-Ribas and Sancho (2012). In Aneto- Maladeta massif, the Alba cave opens in Carboniferous marble limestone which is in contact with the Maladeta batholith (Fig. 1d). The cave shows well-developed speleothems, and

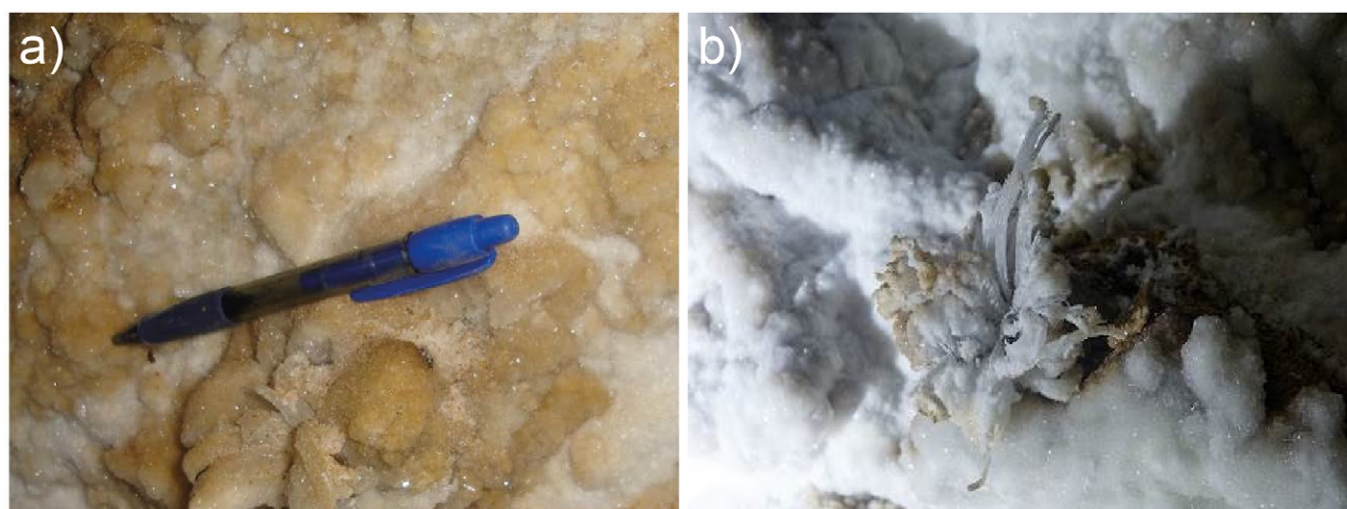


Fig. 2.-a) Gypsum crusts in the Espluga Lasgüeriz. b) Gypsum flower in the Brujas cave at -920 m deep (foto: ACEC). See the color figure in the web version.

Fig. 1.- a) Revestimiento de yeso en la Espluga Lasgüeriz. b) Flor de yeso en la cueva de las Brujas a -920 m de profundidad (foto: ACEC). Ver la figura en color en la versión web.

the area was strongly glaciated at least since MIS 4 (e.g. Vidaller et al., 2024).

Conclusions and future work

We have identified potential caves that may host speleothems formed beneath paleoglaciers in the Central Pyrenees. This area and cave/systems exhibit favourable conditions, such as have been affected by glaciers in the past, the presence of pyrite in the host rock and/or gypsum speleothems, as well as conventional carbonate speleothems. Altogether, it suggests the possibility to found speleothems formed during known glacial periods or older than those recognised in the Pyrenees. Future work will focus on the dating and isotopic analysis ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) of speleothems, both carbonate and gypsum, to discern between presence of glaciers or vegetation, and the origin of S. The extraction of gypsum hydration water from gypsum speleothems, and fluid inclusions of carbonate speleothems will provide the original composition infiltration water (e.g. glacial meltwater), with paleoclimate implications.

Author contribution

Original draft and figures: MBa; Fieldwork: MBa, ÁB-R, RG, GC, MBi, AM. Reviewing and editing: ÁB-R, RG, MBi, GC, AM, MBa.

Acknowledgement

We thank Alberto Barcos (IPE-CSIC) for the hydrochemical analyses. We thank the Centro de Espeleología de Aragón (CEA), Espeleo Club de Zaragoza (ECZ), Grup d'Espelologia de Badalona (GEB) and Asociación Científico Espeleológica Cotiella (ACEC) for the information about galleries with gypsum and carbonate speleothems. We thank the directorates of the Parc National des Pyrénées (France) and the Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Spain) for their permission to investigate Devaux cave. We also thank Gerardo Bielsa, David Serrano and Mario Gisbert for the photos of the figure

1. Miguel Bartolomé is supported by the HORIZON TMA MSCA Postdoctoral Fellowships - Global Fellowships 2022 MODKARST project (nº 101107943) funded by the European Union. This research was funded by the National Parks Autonomous Agency (OAPN) (ORCHESTRA ref. 2552/2020). We thank to Fernando Gázquez and anonymous reviewer the suggestions and revisions in the manuscript.

References

- Atkinson, T.C. (1983). *Arctic and Alpine Research* 15, 523–536.
<https://doi.org/10.1080/00040851.1983.12004379>
- Barbier, C. (1970). *Hades. Bulletin*. Pages 62–78.
- Bartolomé, M., Cazenave, G., Luetscher, M., Spötl, C., Gázquez, F., Belmonte, Á., Turchyn, A.V., López-Moreno, J.I. and Moreno, A. (2023a). *The Cryosphere* 17, 477–497.
<https://doi.org/10.5194/tc-17-477-2023>
- Bartolomé, M., Sancho, C., Benito, G., Medialdea, A., Calle, M., Moreno, A., Leunda, M., Luetscher, M., Muñoz, A., Bastida, J., Cheng, H. and Edwards, R.L. (2021). *Catena* 206, 105252.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105252>
- Belmonte Ribas, Á. (2014). *Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual*. PhD Thesis. Univ. de Zaragoza, 581 p.
- Belmonte Ribas, Á. and Sancho Marcén, C. (2012). *Lucas Mallada: revista de ciencias* 9–29.
- Cuchí, J.A., Burguete, S., Gómez, L., Gisbert, M. and Manso Alonso, J.A. (2012). *Lucas Mallada: revista de ciencias* 171–180.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. and Moreno, A. (2013). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 95, 15–32.
<https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x>
- Gascoyne, M. and Nelson, D.E. (1983). *Arctic and Alpine Research* 15, 537–542.
<https://doi.org/10.1080/00040851.1983.12004380>
- Harmon, R.S., Atkinson, T.C. and Atkinson, J.L. (1983). *Arctic and Alpine Research* 15, 503–516.
<https://doi.org/10.1080/00040851.1983.12004377>
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. and Rhodes, E.J. (2009). *Global and Planetary Change* 67, 141–152.
<https://doi.org/DOI:10.1016/j.gloplacha.2009.01.001>
- Marti, R., Gascoin, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., Monnier, S., Schmutz, M., Camerlynck, C., Tihay, J.P., Soubeyroux, J.M. and René, P. (2015). *The Cryosphere* 9, 1773–1795.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-1773-2015>
- Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards, L.R., Cheng, H. and Hellstrom, J. (2013). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 39, 25–47.
- Skiba, V., Juvet, G., Marwan, N., Spötl, C. and Fohlmeister, J. (2023). *Quaternary Science Reviews* 322, 108403.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108403>
- Spötl, C., Baker, J.L., Skiba, V., Honiat, A., Fohlmeister, J., Luetscher, M. and Trüssel, M. (2024). *Quaternary Science Reviews* 333, 108684.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108684>
- Taylor, B.E. and Wheeler, M.C. (1993). In: *Environmental Geochemistry of Sulfide Oxidation*, ACS Symposium Series. American Chemical Society, pp. 481–514.
<https://doi.org/10.1021/bk-1994-0550.ch030>
- Vidaller, I., Revuelto, J., Izagirre, E., Rojas-Heredia, F., Alonso-González, E., Gascoin, S., René, P., Berthier, E., Rico, I., Moreno, A., Serrano, E., Serreta, A. and López-Moreno, J.I. (2021). *Geophysical Research Letters* 48, e2021GL094339.
<https://doi.org/10.1029/2021GL094339>
- Vidaller, I., Moreno, A., González-Sampériz, P., Pla-Rabés, S., Medialdea, A., del Val, M., López-Moreno, J.I. and Valero-Garcés, B. (2024). *Catena* 241, 108059.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108059>

Mapa morfotectónico de las comarcas de Viana y Valdeorras (noroeste de la Península Ibérica)

Morphotectonic map in the Viana and Valdeorras regions (northwest Iberian Peninsula)

Augusto Rodríguez García^{1*}, Ángela Suárez Rodríguez¹, José María Toyos², Javier Fernández Lozano³, Pedro Pablo Hernaiz Huerta⁴ y Julien Babault⁴

¹ Unidad Territorial del IGME-CSIC en León, Avda. Real 1, Parque Científico Edificio 1, 24006 León. a.rodriquez@igme.es, a.suarez@igme.es

² C/ Cardenal Lorenzana, 6-2ºA, 24001 León. jmtoyos@gmail.com

³ Dpto. Tecnología Minera, Topografía y Estructuras, ETSI Minas, Universidad de León, 24007 León. jferl@unileon.es

⁴ Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. p.hernaiz@igme.es, j.babault@csic.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The scarcity of Cenozoic sediments and the dense vegetation cover in the northwest of the Iberian Peninsula make difficult to study the alpine and recent tectonics. In this context, geomorphological mapping is a useful tool to detect tectonic structures with influence on the relief. This paper presents the morphotectonic mapping of the central-southern sector of the Sil river basin. This mapping focuses on a family of NNE-SSW oriented strike-slip faults, which include the Conso fault and the Viana fault (included in the Penacova-Régua-Verín fault system). These faults have been previously mapped and interpreted, as late variscan faults and, later, as reactivated faults during the Alpine Orogeny. The morphotectonic mapping depicts fluvial landforms as anomalous drainage networks, river bends or oversized saddles, which have been interpreted as features of tectonic activity.

Key-words: Tectonic geomorphology, morphotectonic mapping, neotectonics, NW Iberian Peninsula.

RESUMEN

La escasez de sedimentos cenozoicos y la densa cobertura vegetal en el noroeste de la Península Ibérica dificultan el estudio de la tectónica alpina y reciente. En este contexto, la cartografía geomorfológica es una herramienta útil para detectar estructuras tectónicas con influencia en el relieve. En este trabajo se presenta la cartografía morfotectónica del sector centro-meridional de la cuenca del río Sil. Dicha cartografía se centra en una familia de fallas de desgarre con orientación NNE-SSO, entre las que destacan la falla de Conso y la falla de Viana (incluidas en el sistema de fallas Penacova-Régua-Verín). Estas fallas han sido cartografiadas e interpretadas, previamente, como fallas tardivariscas y, posteriormente, como fallas reactivadas durante la Orogenia Alpina. En la cartografía morfotectónica se representan formas fluviales, como redes de drenaje anómalas, codos fluviales o collados sobredimensionados, que han sido interpretados como indicadores de actividad tectónica.

Palabras clave: Geomorfología tectónica, cartografía morfotectónica, neotectónica, NO de la Península Ibérica.

Geogaceta, 77 (2025), 75-78

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108696>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

En la zona de estudio (Fig. 1A), localizada en el noroeste de la Península Ibérica, concretamente en las comarcas de Valdeorras y Viana (provincia de Orense), el análisis de la tectónica alpina y reciente es complejo debido a la polideformación varisca y alpina del basamento, la escasa presencia de sedimentos terciarios y los pocos afloramientos a causa de la densa cobertura vegetal. El objetivo de este trabajo es describir diferentes formas del relieve indicadoras de actividad tectónica con influencia en el relieve.

Marco geológico

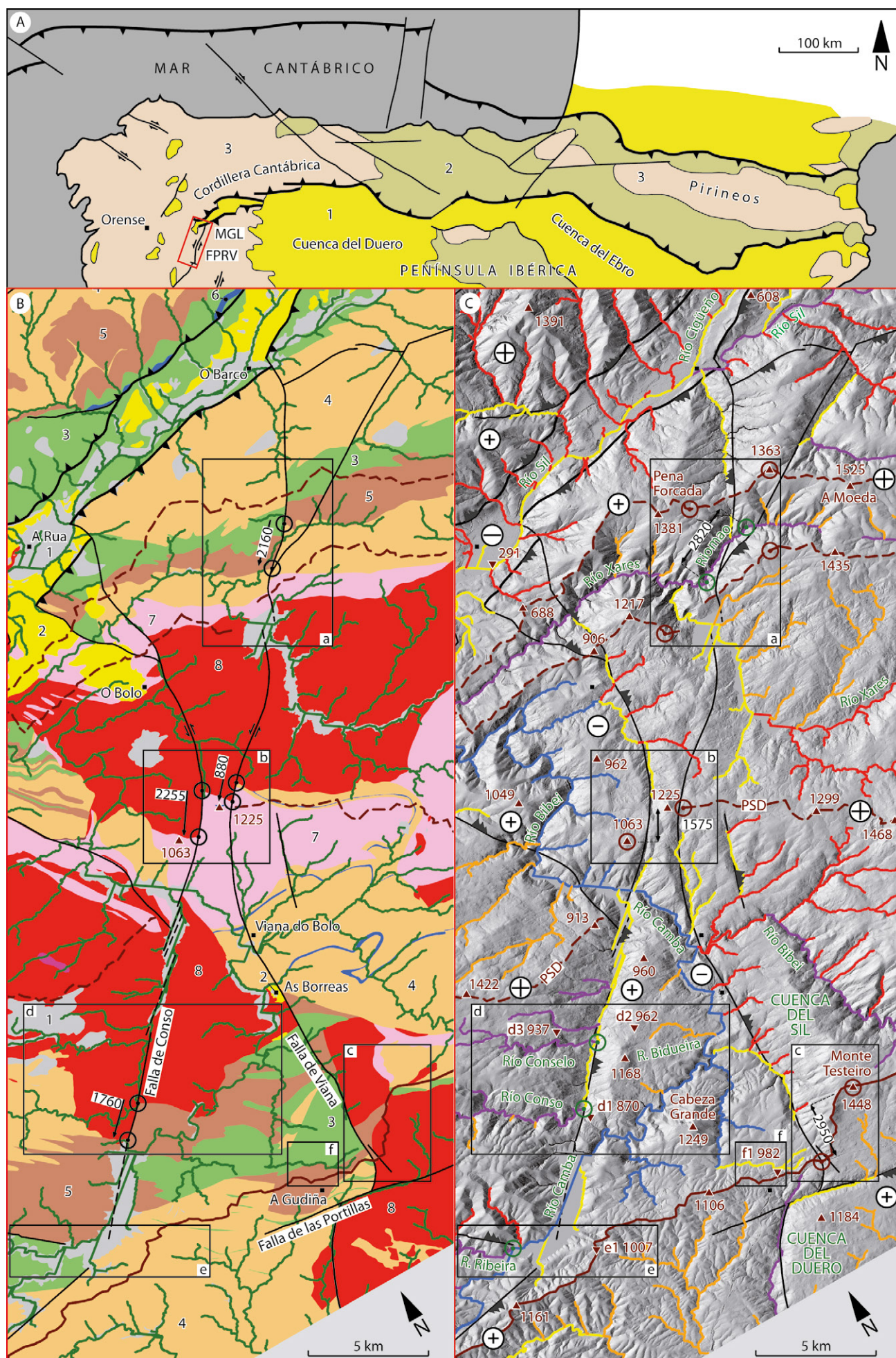
El NO de la Península Ibérica está constituido fundamentalmente por un basamento paleozoico, recubierto escasamente por sedimentos terciarios (Fig.

1A). El basamento paleozoico está deformado por las orogenias Varisca y Alpina, mientras que los sedimentos terciarios están deformados únicamente por la Orogenia Alpina. Desde el punto de vista estructural, el NO de la Península Ibérica se localiza en la terminación occidental del Orógeno Alpino (Cordillera Cantabro-Pirenaica). Dicha terminación presenta dos regiones principales (Martín-González y Heredia, 2008): la Cordillera Cantábrica, al norte, emplazada por cabalgamientos de dirección predominante E-O y vergentes mayoritariamente al sur, y los Montes Galaico-Leoneses (MGL), al sur, emplazados por cabalgamientos de dirección predominante E-O y vergentes mayoritariamente al norte.

Estos cabalgamientos enlazan con el sistema de fallas Penacova-Régua-Verín (Fig. 1A). Dicho sistema, de dirección predominante NNE-SSO y longitud cartográ-

fica superior a los 200 km, presenta movimientos de componente lateral izquierdo, buzamientos subverticales y evidencias de actividad desde el final de la Orogenia Varisca hasta la actualidad (González-Muñoz y Martín-González, 2024).

Las estructuras de deformación alpina descritas controlan una serie de relieves y cuencas rellenas de sedimentos terciarios. Dichos sedimentos están constituidos por depósitos rojizos y anaranjados, moderadamente litificados, y principalmente siliciclásticos (conglomerados, areniscas, limolitas y arcillitas) con intercalaciones de niveles calcáreos, interpretándose en su conjunto como un sistema de abanicos aluviales en ambientes áridos y semiáridos (Herail, 1981; Martín-González y Heredia, 2011). El origen de estos depósitos se relaciona con el levantamiento de la Cordillera Cantábrica al final del Oligoceno inferior (Freu-



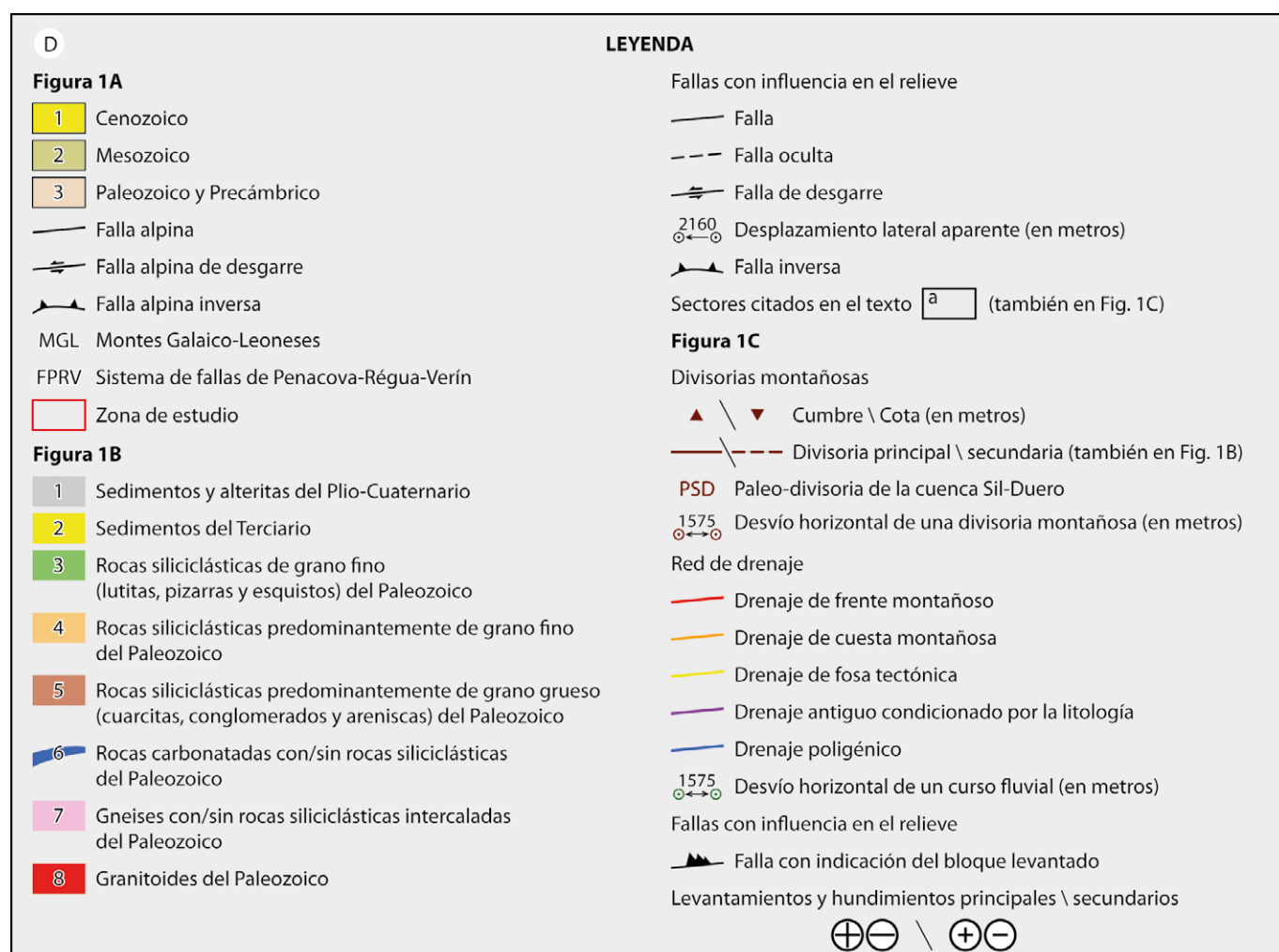


Fig. 1.- A) Localización (basado en Santanach, 1994), B) mapa litológico (basado en Díez Montes, 2006; Villar et al, 2018; Martín-González et al., 2012), C) mapa morfotectónico y D) leyenda de la zona de estudio. En la Fig. 1C, la red de drenaje se clasifica atendiendo al relieve en el que incide, interpretado como frentes montañosos, caracterizados por laderas abruptas, posiblemente condicionadas por escarpes de falla; cuestas montañosas, caracterizadas por laderas suaves, situadas en el revés de los frentes montañosos; depresiones alargadas y longitudinales a trazas de falla, interpretadas como fosas tectónicas; drenajes y valles longitudinales a contactos litológicos, posiblemente previos a la Orogenia Alpina y condicionados por procesos de erosión diferencial; y relieves de difícil interpretación, posiblemente condicionados por procesos litológicos y/o tectónicos. La interpretación de dichos relieves no se analiza en el presente trabajo. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 4.- Location (based on Santanach, 1994), B) lithological map (based on Díez Montes, 2006; Villar et al, 2018; Martín-González et al., 2012), C) morphotectonic map and D) legend of the study area. In Fig. 1C, the drainage network is interpreted according to the dissected relief, also interpreted as mountain fronts, characterised by steep slopes, possibly conditioned by fault scarps, mountain cuestas, characterised by gentle slopes, opposite to the mountain fronts; elongated basins, longitudinal to fault-lines, interpreted as tectonic basins; drainage and valleys longitudinal to lithological contacts, possibly previous to the Alpine Orogeny and conditioned by differential erosion processes; and reliefs of difficult interpretation, possibly conditioned by lithological and/or tectonic processes. These interpretations are not analysed in the present work. See color figure on web.

denthal *et al.*, 2010) y los MGL durante el Mioceno medio y superior (Rodríguez Fernández *et al.*, 2015).

Estudio morfotectónico

En la zona de estudio (Fig.1B), las principales estructuras de deformación alpina son las fallas NNE-SSO de Conso y Viana (extremo septentrional del sistema de fallas Penacova-Régua-Verín) y la falla E-O de Las Portillas (Martín-González *et al.*, 2012).

La **falla de Viana** presenta una separación horizontal izquierda de 2160 m en su tramo septentrional, concreta-

mente en el contacto sur de la unidad de rocas siliciclásticas predominantemente de grano grueso del Paleozoico (unidad 5) de la Fig. 1B (sector a) y de 880 m en su tramo central, en el contacto sur de la unidad de granitoides del Paleozoico (unidad 8) de la Fig. 1B (sector b). Esta falla limita por el este el afloramiento terciario donde se encuentra la mina romana de oro de As Borreas.

La separación horizontal izquierda de la falla también parece observarse en algunas formas del relieve asociadas espacialmente a dicha falla. En este sentido, el río Riomaio, así como las divisorias de los ríos Xares-Bibeí y de las cuencas Sil-Duero también presentan

un desplazamiento izquierdo de unos 2820 m (Fig. 1C, sector a), 1575 m (Fig. 1C, sector b) y 2950 m (Fig. 1C, sector c) respectivamente. Cabe destacar que dichas formas geomorfológicas lineales son aproximadamente paralelas a los contactos litológicos. En el caso del valle del río Riomaio (Fig. 1B, sector a), si bien las divisorias del valle cortan diferentes litologías, el trazado del río es aproximadamente paralelo al contacto sur de la unidad 5; y, en el caso de las divisorias Xares-Bibeí (Fig. 1B, sector b) y Sil-Duero (Fig. 1B, sector c), aunque sus trazados cortan algunas litologías, son también aproximadamente paralelos a los contactos de la unidad 8.

La **falla de Conso** también presenta una separación horizontal izquierda, concretamente de 2255 m en su tramo central (Fig. 1B, sector b) y de 1760 m en su tramo meridional (Fig. 1B, sector d). Sin embargo, a pesar de que se observan varias formas geomorfológicas lineales con características singulares, como son los codos fluviales de los ríos Conso, Conselo (Fig. 1C, sector d) y Ribeira (Fig. 1C, sector e), en dichas formas, no se observa ningún desplazamiento coherente con la separación izquierda de la falla.

Discusión y conclusiones

En el entorno de la falla de Viana, la comparación, por una parte, de las separaciones horizontales izquierdas de dicha falla correlacionables con los desplazamientos izquierdos del río Riomaio y de las divisorias Xares-Bibei y Sil-Duero, y, por otra parte, el control litológico que también se observa en dichas formas geomorfológicas lineales, no permite discriminar claramente entre su origen tectónico o litológico. Adicionalmente, en la falla de Conso, con mayores separaciones izquierdas que la falla de Viana, no se observan desplazamientos izquierdos evidentes en los valles y divisorias asociados espacialmente a dicha falla. Esta falta de evidencias parece indicar que las separaciones izquierdas de las fallas de Viana y Conso podrían ser previas a la incisión de la red de drenaje, de posible edad terciaria (Yepes Temiño y Vidal Romaní, 2004).

Los codos fluviales de los ríos Conso y Conselo se interpretan como codos de captura por procesos de erosión remontante a lo largo de la falla de Conso (Yepes Temiño y Vidal Romaní, 2004). Previamente a este proceso de captura, se interpreta que las cabeceras de los ríos Conso y Conselo drenaban, respectivamente, a través de los puntos d1 y d2 (Fig. 1C, sector d) hacia el río Camba, pudiendo ser el reguero de Bidueira un resto abandonado del antiguo río Conselo. En este posible trazado del paleo-Conselo se observa que d3 (937 m) marca una ruptura brusca en la pendiente del perfil longitudinal del río Conselo que parece indicar la conservación, aguas arriba, y la

erosión, aguas abajo, del antiguo cauce, mientras que d2 (962 m) puede interpretarse como un punto, aguas abajo, en el paleo-Conselo posteriormente levantado, principalmente con un movimiento de componente vertical, en el bloque oriental de la falla de Conso. En consecuencia, el proceso de captura de los ríos Conso y Conselo puede explicarse como el resultado de un proceso de erosión remontante a lo largo de la falla de Conso, así como por el levantamiento del bloque oriental de dicha falla, de posible edad pliocena o posterior (González-Muñoz y Martín-González, 2024).

El codo fluvial del río Ribeira también se interpreta como un codo de captura por procesos de erosión remontante a lo largo de la falla de Conso (Yepes Temiño y Vidal Romaní, 2004), proponiendo que dicho río drenaba a través del punto e1 (Fig. 1C, sector e) hacia la cuenca del Duero. Esta desconexión del río Ribeira con la cuenca del Duero también pudo estar condicionada por el levantamiento de los bloques oriental de la falla de Conso y meridional de la falla de Las Portillas. Cabe destacar que los levantamientos propuestos para los bloques orientales de las fallas de Conso y Viana son consecuentes con los afloramientos terciarios de As Borreas y O Bolo cobijados en sus bloques occidentales y, en el caso de la falla de Viana, con las cotas observadas, menores en el bloque occidental (Pena Forcada, 1381 m; Cabeza Grande, 1249 m) y mayores en el oriental (A Moeda, 1525 m; Monte Testeiro, 1448 m).

Al igual que el río Ribeira, se propone que los ríos Conso y Conselo drenaban a través del punto f1 (Fig. 1C, sector f) hacia la cuenca del Duero (Yepes Temiño y Vidal Romaní, 2004). En este sentido, la divisoria PSD (Fig. 1C) se puede interpretar como un resto de la paleo-divisoria de las cuencas Sil-Duero, incorporada posteriormente a la actual cuenca del Sil por procesos de erosión remontante del río Camba.

Contribución de los autores

ARG, ASR y JMT cartografía y descripción de los datos, JFL y PPHH revisión y JB coordinación.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución del proyecto PLATIBERIA "Origen y evolución de la Meseta Ibérica: análisis y modelización geomorfológica y geológica (PID2020-114854GB-C21)". Agradecemos a los dos revisores anónimos su contribución a la mejora del artículo.

Referencias

- Díez Montes, A. (2006). *La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 512 p.
- Freudenthal, M., Martín-Suárez, E., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R. y Martín-González, F. (2010). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 257 (3), 317-340. <https://doi.org/fkbhw8>
- González-Muñoz, S. y Martín-González, F. (2022). *Geosciences*, 14, 243. <https://doi.org/nkxx>
- Heraul, G. (1981). *Revue Geographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 52, 217-232.
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2008). *Geo-Temas*, 10, 373-376.
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2011). *Journal of Iberian Geology*, 37 (2), 103-120. <https://doi.org/dfrmfz>
- Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N. y Gallastegui, G. (2012). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1331-1342. <https://doi.org/cn9hr7>
- Rodríguez Fernández, L.R., Pedrera, A., Pous, J., Ayala, C., González Menéndez, L., Ibarra, P., Martín-González, F., González Cuadra, P. y Seillé, H. (2015). *Tectonophysics*, 663, 322-338. <https://doi.org/f7358h>
- Santanach Prat, P. (1994). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 57-71.
- Villar Alonso, P., Portero Urroz, G., González Cuadra, P., García Crespo, J., Nieto García, A.B., Rubio Pascual, F.J., Gómez Fernández, F. y Jiménez Benayas, S. (2018). *Mapa Geológico Digital Continuo E. 1: 50.000 (GEODE), Zona Centroibérica. Domino Ollo de Sapo (Zona-1300)*. IGME.
- Yepes Temiño, J. y Vidal Romaní, J.R. (2004). *Estudios Geológicos*, 60: 21-35.

Estudio de los micromamíferos del yacimiento mesolítico de El Toral III (Llanes, Asturias)

Study of the small mammals from the Mesolithic site of El Toral III (Llanes, Asturias)

Aitziber Suárez-Bilbao¹, Naroa García-Ibaibarriaga², Igor Gutiérrez-Zugasti³, Rosa Arniz Mateos³ y Xabier Murelaga^{1*}

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

aitziber_suarez@hotmail.com y xabier.murelaga@ehu.eus*

² Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Euskal Herriko Unibertsitatea UPV/EHU, C/ Tomas y Valiente s/n, E-01006 Vitoria-Gasteiz.

naroa.garcia@ehu.eus

³ Instituto Internacional de Investigaciones Prehistóricas de Cantabria (Universidad de Cantabria, Banco Santander, Gobierno de Cantabria), Avda. de los Castros 52, 39005 Santander.

gutierfi@unican.es y arnizrosa@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

The study of the small mammals from the Mesolithic site of El Toral III (Llanes, Asturias) is reported in this paper. A total of 9 species have been identified, six belonging to the Order Rodentia and three to Order Eulipotyphla. All units are very poor in terms of the number of micromammal remains recovered, a figure that is in line with the high human occupation estimated for the site. Paleoeological data from all levels indicate a clear predominance of forest, with levels 20 and 21 showing a slight decrease in the masses in relation to the rest of the samples. Therefore, it was probably at that time when the less humid conditions and mild temperatures, recorded in this site, took place.

Key-words: Small mammals, Holocene, Asturian, Cantabrian Range, Shell midden.

RESUMEN

Este trabajo recoge el estudio de los micromamíferos del yacimiento mesolítico de El Toral III (Llanes, Asturias). El conjunto de restos corresponde a al menos 9 especies diferentes de micromamíferos, seis de ellas pertenecientes al Orden Rodentia y tres al Orden Eulipotyphla. Todos las unidades son muy pobres en lo que respecta al número de restos de micromamíferos recuperados, dato que encaja muy bien con la alta ocupación humana desarrollada en el yacimiento. En su conjunto los datos paleoecológicos de todos los niveles indican un claro predominio de masas forestales, siendo los niveles 20 y 21 en los que se observa una ligera disminución de la representación de las comunidades de bosque en el registro de la cueva, lo que coincidiría con las condiciones ambientales más frías y húmedas del registro estudiado.

Palabras clave: Micromamíferos, Holoceno, Asturiense, Cornisa Cantábrica, Conchero.

Geogaceta, 77 (2025), 79–82

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108659>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 14/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

El yacimiento de El Toral III se encuentra en la localidad de S. Roque del Acebal en el municipio de Llanes (Asturias) (Fig. 1). El Toral III esta formado por un abrigo de unos ocho metros de longitud y una pequeña cueva que conecta con el sistema kárstico de La Toral-Pellunarices, que cuenta con más de 2,5 km de galerías. La cavidad del Toral III ya estaba inventariada en la Carta Arqueológica de Llanes por la presencia de concheros, tanto en el exterior, como en el interior de la misma. Debido a la afección de las obras del tramo Pendueles-Llanes de la Autovía del Cantábrico, la Consejería de Cultura del Gobierno del Principado de Asturias decidió excavar de urgencia el yacimiento en su totalidad. Dicha excavación se realizó en 2009 por el equipo formado por María A. Noval Fonseca, Orlando Morán Fernández e Igor Gutiérrez

Zugasti (Noval-Fonseca M.A., 2013; Arniz Mateos *et al.*, 2024).

En el yacimiento se han diferenciado dos áreas, la A y la B. El área A se encuentra al sur del abrigo y presenta indicios de remoción por corrientes de agua; solamente la unidad estratigráfica 10 puede considerarse como no alterada. El área B se encuentra al norte del yacimiento donde las unidades 17, 19, 20, 21 y 22 no han sufrido alteraciones destacables.

Metodología

Las muestras estudiadas provienen del sedimento recogido en los niveles 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 13a, 13b y 13c del área A y de los niveles 17, 19, 20, 21 y 22 del B. El sedimento se ha lavado con un tamiz superior de 2 mm de luz de malla y uno inferior de 0,5 mm. Tanto el triado, como el fotografiado de los restos, han sido realizados con la ayuda de una lupa binocu-

lar Nikon SMZ-U que tiene incorporada una cámara digital Nikon DIGITAL SIGHT DS-L1 perteneciente al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencia y Tecnología de la UPV/EHU.

Para la reconstrucción ambiental solamente se han utilizado materiales de unidades estratigráficas sin indicios de remoción y con datación (Tabla I).

Los roedores arvicolinos se han identificado y contabilizado basándose en el primer molar inferior. Por su parte, los muridos e insectívoros se han clasificado utilizando tanto las piezas dentarias, como otros elementos óseos representativos. El número mínimo de individuos (NMI), se ha calculado teniendo en cuenta la cantidad de piezas y su posición en el esqueleto (derecho o izquierdo). La información de las afinidades ecológicas de los taxones de mamíferos mencionados, proceden de los trabajos de Pemán (1990a), Pokines (1998) y Sesé (2005).

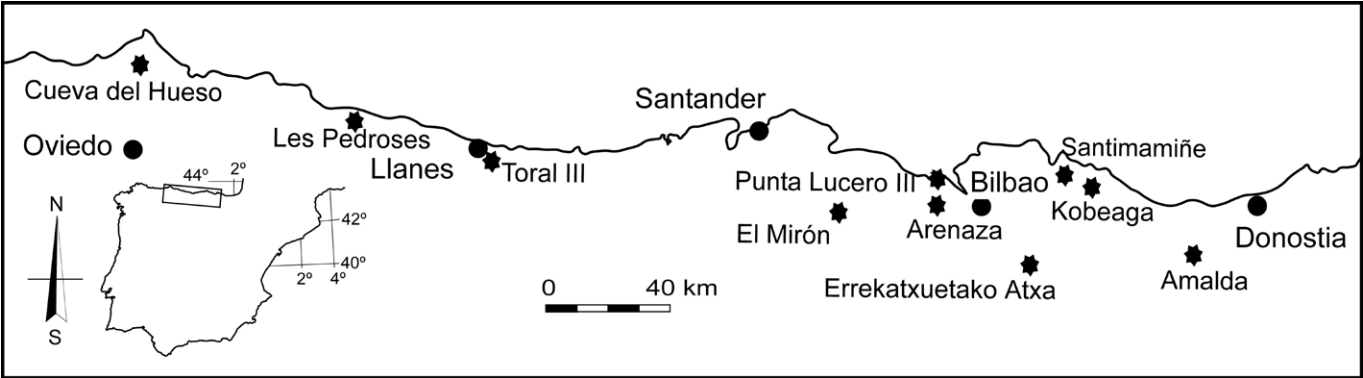


Fig. 1.- Situación del yacimiento de El Toral III y de otros yacimientos con restos de microvertebrados holocenos.

Fig. 1.- Location of El Toral III site and other Holocene sites with microvertebrates remains.

Resultados

En el yacimiento de El Toral III se han encontrado restos pertenecientes a seis taxones del Orden Rodentia y tres del Orden Eulipotyphla (Tabla I; Fig. 2).

Familia Gliridae

Se han encontrado molares de *Glis glis* (Tabla I, Fig. 2.D) y *Eliomys quercinus* (Fig. 2.C) (los restos de esta especie provienen del nivel 13a que se ha considerado como alterado). Estas especies paleoecológicamente suelen asociarse a zonas boscosas de clima cálido (Pemán, 1990a; Sesé, 2005).

Familia Muridae

De esta familia únicamente se han encontrado molares de *Apodemus sylvaticus-flavicollis*. Este taxón (Tabla I, Fig. 2.A) es muy común y abundante en el

Holoceno de la Cornisa Cantábrica y es un claro indicador de espacios boscosos y húmedos (Pemán, 1985).

Familia Cricetidae

A partir de los restos dentarios, se han identificado al menos 3 taxones diferentes pertenecientes a esta familia (Tabla I): un único fragmento de molar (no M/1) de *Clethrionomys glareolus* (Fig. 2.E), *Microtus (Microtus) agrestis* (Fig. 2.G) y *Microtus (Terricola) lusitanicus*. (Fig. 2.F). *Clethrionomys glareolus* se encuentra asociado a zonas boscosas o con abundante vegetación y sobre todo a climas templados. Los individuos de *Microtus (Microtus) agrestis* prefieren los espacios descubiertos, aunque, pueden internarse en zonas boscosas con cierta humedad (Pemán, 1985). El género *Terricola*. vive en zonas de suelos profundos y húmedos o en zonas de pradera con abundante vegetación (Pemán, 1985).

Familia Talpidae

De esta familia se han encontrado unos pocos dientes sueltos atribuibles al género *Talpa* (Tabla I). Su presencia es indicativa de humedad y de suelos profundos donde excavar sus galerías, como en el caso de *Terricola* (Pemán, 1985).

Familia Soricidae

Los sorícidos se caracterizan por la morfología del primer incisivo inferior y la coloración de los dientes. En El Toral III esta familia está representada por tres especies, dos de la subfamilia Soricinae (*Sorex araneus-coronatus* y *Neomys* sp.) (Tabla I, Fig. 2.I y 2.K) y una de la subfamilia Crocidurinae (*Crocidura russula*) (Fig. 2.J). El ejemplar de *Crocidura russula* ha aparecido en el nivel 5, que es un nivel con posible remoción del sedimento por lo que no se ha incluido en la tabla I. El grupo *Sorex araneus-coronatus* suele ser abundante

Unidad	17		20		21		22		10	
Dataciones: años media Cal BP	7363		7438		7607		7644		9445	
	NISP	MNI	NISP	MNI	NISP	MNI	NISP	MNI	NISP	MNI
<i>Glis glis</i>	1	1	1	1			4	1	3	1
<i>Apodemus sylvaticus-flavicollis</i>	9	3					5	3	51	10
<i>Clethrionomys glareolus</i>							1	1		
<i>Microtus agrestis</i>									1	1
<i>Microtus (Terricola) lusitanicus</i>			1	1	1	1	2	1	3	3
<i>Sciurus vulgaris</i>	2	2								
<i>Talpa</i> sp	2	2								
<i>Sorex (Sorex) araneus-coronatus</i>	2	1							21	2
<i>Neomys</i> sp.									2	1
Total	16	9	2	2	1	1	12	6	81	18
Número de restos por litro	0,35		0,08		0,08		0,34		5,4	

Tabla I.- Número de Especímenes Identificados (NISP) y Número Mínimo de Individuos (MNI) de micromamíferos de El Toral III (Llanes, Asturias) organizados por unidades.

Table I.- Number of Identified Specimens (NISP) and Minimum Number of Individuals (MNI) of the small mammals from El Toral III (Llanes, Asturias),

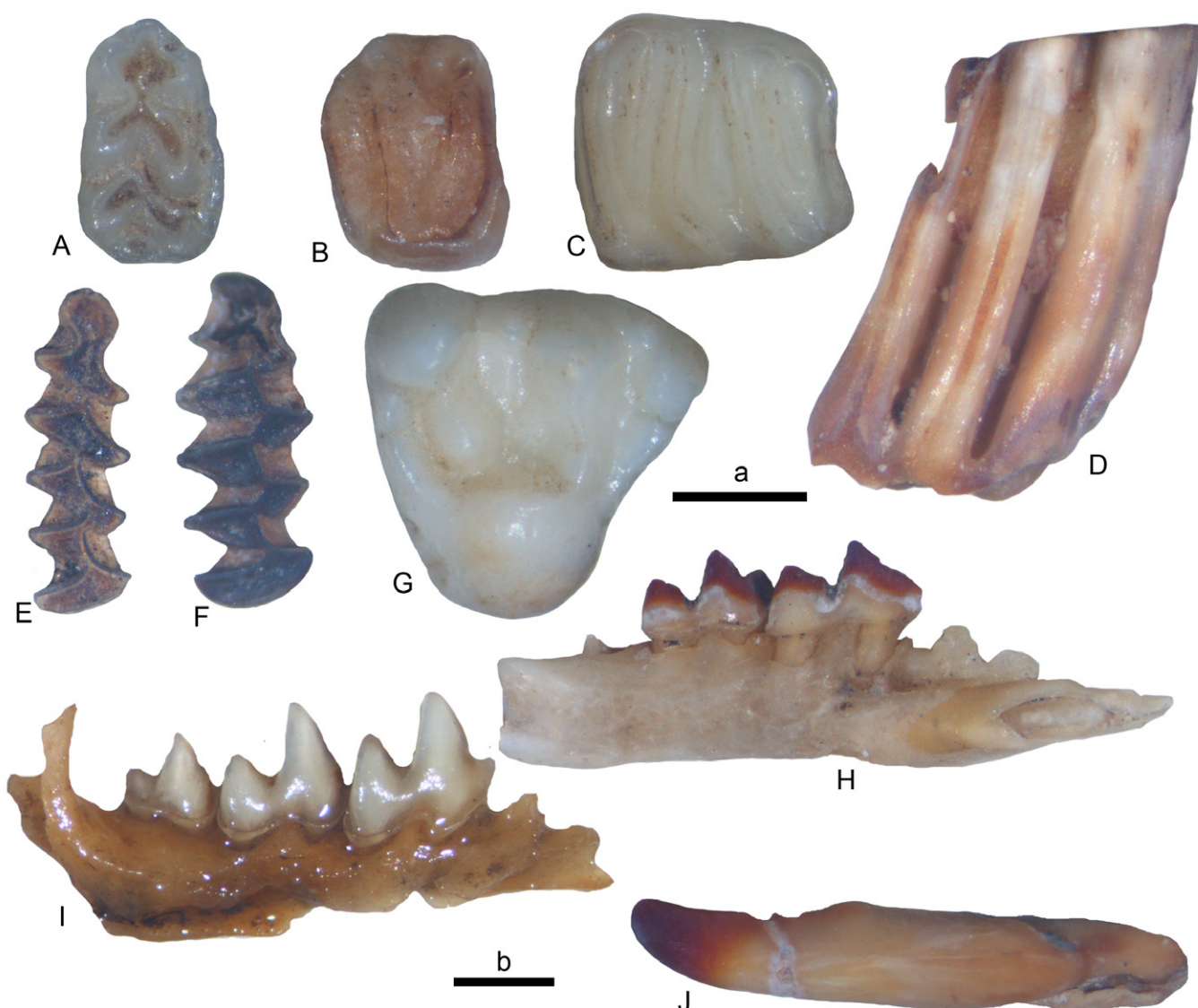


Fig. 2 *Apodemus sylvaticus-flavicollis* A M/1 derecho; *Eliomys quercinus* B M1,2/ derecho; *Glis glis* C M/1,2 derecho; *Clethrionomys glareolus* D M/2 derecho; *Microtus (Terricola) lusitanicus* E M/1 derecho; *Microtus (Microtus) agrestis* F M/1 derecho; *Sciurus vulgaris* G P4/ izquierdo; *Sorex (Sorex) araneus-coronatus* H Mandíbula derecha; *Crocidura russula* I Mandíbula derecha; *Neomys* sp. J Incisivo inferior izquierdo Vista oclusal excepto E, I, J y K (vista lingual). Barra de escala = 1 mm (a para A-G y b para H-J). Ver la figura en color en la web.

Fig. 2 *Apodemus sylvaticus-flavicollis* A right M/1; *Eliomys quercinus* B right M1,2; *Glis glis* C right M/1,2; *Clethrionomys glareolus* D right M/2; *Microtus (Terricola) lusitanicus* E right M/1; *Microtus (Microtus) agrestis* F right M/1; *Sciurus vulgaris* G left P4; *Sorex (Sorex) araneus-coronatus* H right mandible; *Crocidura russula* I right mandible; *Neomys* sp. J lower left incisive. Occlusal view, except E, I, J and K (lingual view). Scale bar = 1 mm (a: A-G and b: H-J). See the color figure on the web.

en los lugares húmedos con buena cobertura vegetal, arbustiva e incluso arbórea (Pemán, 1985; Pokines, 1998), mientras que *Neomys* es un género semiacuático cuya presencia suele asociarse con cursos de agua en las cercanías de los yacimientos (Sesé, 2005). *Crocidura russula* es una especie que prefiere los biotopos secos y descubiertos, aunque también se puede encontrar en bosques y zonas arbustivas (Sesé, 2005; Pemán, 1985).

Discusión

En cuanto al número de restos de micromamíferos podemos afirmar que

se tratan de unas muestras muy pobres. En otros yacimientos la pobreza en restos de microvertebrados suele asociarse a momentos de alta ocupación humana (Murelaga *et al.*, 2009), lo que concuerda muy bien con el registro de un conchero. De entre todos los niveles estudiados el más rico sería el nivel 10 (Tabla I). Ello sería indicativo de una menor presencia humana, dato que también se confirma con una menor cantidad de restos de moluscos recuperados por litro de sedimento recogido (Arniz Mateos *et al.*, 2024). De hecho, esta unidad refleja una ocupación esporádica de la cavidad, antes de su uso intensivo en épocas más re-

cientes del Mesolítico.

La alta proporción de las especies indicadoras de bosque tales como el género *Apodemus*, *Glis glis*, *Clethrionomys glareolus* y *Crocidura russula*, indican la existencia de una importante masa boscosa. En la Cornisa Cantábrica, los momentos de mayor desarrollo boscoso suelen correlacionarse con situaciones climáticas benignas, humedad relativamente alta y temperaturas similares a las actuales (García-Ibaibarriaga *et al.*, 2014; Rofes *et al.*, 2013 y 2014). Esta asociación de micromamíferos registrada en El Toral III es muy común en yacimientos holocenos de la Cornisa Cantábrica.

Conclusiones

La asociación de micromamíferos en las unidades mesolíticas de El Toral III es la habitual de climas cálidos y húmedos similares a los actuales en la Cornisa Cantábrica y a otros registros holocenos de microfauna como los descritos en los yacimientos de Valdavara-1 (Lopez-García *et al.*, 2011), Punta Lucero III (Álvarez-Vena *et al.*, 2023) Amalda (Pemán, 1990b), Arenaza (Ordiales *et al.*, 2015), Kobeaga (Murelaga *et al.*, 2007a), Cueva del Hueso (Cernadas-Garrido, *et al.*, 2023), Erreka-txuetako Atxa (Murelaga *et al.*, 2007b), Les Pedroses (Martínez Villa *et al.*, 2022), Santimamiñe (Rofes *et al.*, 2014) y El Mirón (Cuenca-Bescós *et al.*, 2008 y 2009). La escasez en restos de micromamíferos encaja muy bien con la alta ocupación humana de la cavidad siendo el nivel más antiguo (nivel 10) el más pobre y posiblemente el indicativo de las primeras ocupaciones antes de un uso intensivo en los niveles más recientes (Arniz Mateos *et al.*, 2024).

Contribución de los autores

Todos los autores han participado en el trabajo de campo, en el triado de los concentrados, en el estudio y en la elaboración del manuscrito.

Agradecimientos

Queremos agradecer a María Noval y Orlando Morán su aportación durante el trabajo de campo. Esta investigación ha formado parte del proyecto HAR2016-75605-R, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación. Este trabajo es una contribución de los Grupos de Investigación Consolidados del Gobierno Vasco IT-1602-22 e IT-1435-22. Agradecemos la labor de los revisores anónimos que han ayudado en la mejora del manuscrito.

Referencias

- Álvarez-Vena, A., Marín-Arroyo, A.B., Álvarez-Lao, D.J., Laplana, C., Arriolabengoa, M., Ballesteros, D., Aranburu, A., Bilbao, P., Astorqui, A. and Díaz-Casado Y. (2023). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 616, 111476 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111476>
- Arniz Mateos, R., García Escárcaga, A., Fernandes, R., González Morales, M.R. and Gutiérrez Zugasti, I. (2024). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 16: 79. <https://doi.org/10.1007/s12520-024-01982-x>
- Cernadas-Garrido, A., Álvarez-Vena A. y Álvarez-Lao D. (2023). *Spanish Journal of Palaeontology* 38 (2), 235-254. <https://doi.org/10.7203/sjp.25962>
- Cuenca-Bescós, G., Straus, L.G., González-Morales, M.R. y García-Pimienta, J.C. (2008). *Revista Española de Paleontología* 23(1), 91-126. <https://doi.org/10.7203/sjp.23.1.20398>
- Cuenca-Bescós, G., Straus, L.G., González-Morales, M.R. y García-Pimienta, J.C. (2009). *Journal of Archaeological Science* 36, 947-955. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.09.025>
- García-Ibaibarriaga, N., Rofes, J., Bailon, S., Garate, D., Rios-Garaizar, J., Martínez-García, B. y Murelaga, X. (2014). *Quaternary International*, 364, 244-254. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.069>
- Lopez-García, J.M., Blain, H.-A., Cuenca-Bescos, G., Alonso, C., Alonso, S., Vaquero, M. (2011). *Geobios* 44, 253-269. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2010.10.001>
- Martínez Villa, A., Arrojo, L., Ballesteros Posada, D., Álvarez Vena, A., Martín, S., Labib Drak, J., Llorente Rodríguez, L., Álvarez Fernández, E. y Gil, M. (2022). *Entemu*, 19, 303-334.
- Murelaga, X., Bailon, S., Castaños, P., López-Quintana, J.C., Guenaga-Lizasu, A., Saez de Lafuente, X. y Zubeldia, H. (2007a). *Geogaceta*, 41: 147-150.
- Murelaga, X., Bailon, S., Castaños, P., López-Quintana, J.C., Guenaga-Lizasu, A., Saez de Lafuente, X. y Zubeldia, H. (2007b). *Geogaceta*, 43: 123-126.
- Murelaga, X., Fernández Eraso, J., Bailon, S. y Saez de Lafuente, X. (2009). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (1-2): 155-162.
- Noval-Fonseca M.A. (2013) En: *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2007-2012. En el centenario del descubrimiento de la caverna de Peña de Candamo*. Consejería de Educación, Cultura y Deporte Gobierno del Principado de Asturias, Oviedo: 381-384.
- Ordiales, A., Suárez-Bilbao, A., García-Ibaibarriaga, N., Ibarra, J.L., Murelaga, X. (2015). *Geogaceta*, 58: 51-54.
- Pemán, E. (1985). *Munibe* 37, 49-57.
- Pemán, E. (1990a). *Munibe* 42, 259- 262.
- Pemán, E. (1990b) En: *La cueva de Amalda (Zestoa, País Vasco): ocupaciones paleolíticas y postpaleolíticas*. Colección Barandiaran (4). Eusko Ikaskuntza, 225-238.
- Pokines, J.T. (1998). *The Paleoeology of Lower Magdalenian Cantabrian Spain*. Bar International Series 713, 189 p.
- Rofes, J., Zuluaga, M.C., Murelaga, X., Fernández-Eraso, J., Bailon, S., Iriarte M.J., Ortega, L.A. y Alonso-Olazabal, A. (2013). *Quaternary International*, 79, 158-167. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.11.002>
- Rofes, J., Murelaga, X., Martínez-García, B., Bailon, S., López-Quintana, J.C., Guenaga-Lizasu, A., Ortega, L.A., Zuluaga, M.C., Alonso-Olazabal, A., Castaños, J. y Castaños, P. (2014). *Quaternary International*, 339-340, 62-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.048>
- Sesé, C. (2005). En: *Actas de La Reunión Científica: Neandertales Cantábricos. Estado de la Cuestión*. (R. Montes Barquín, J.A. Lasheras Corrucho, Eds.). Monografías del Museo Nacional y Centro de investigación de Altamira, 20. Ministerio de Cultura, Madrid, 167-200.

Estudio paleontológico de las tobas cuaternarias de Ocio (Álava, Cuenca Miranda-Trebiño)

Paleontological study of the Quaternary tufas of Ocio (Álava, Miranda-Trebiño Basin)

Zuriñe Larena¹, Josep Sanjuan², Ana Pascual¹, Julio Rodríguez-Lazaro¹, Mariano Larraz³, Concha Arenas⁴, Juan Ignacio Baceta¹ y Xabier Murelaga^{1*}

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

zurine.larena@ehu.eus, ana.pascual@ehu.eus, julio.rodriguez@ehu.eus, xabier.murelaga@ehu.eus y juanignacio.baceta@ehu.eus

² Departamento de Dinámica de la Tierra y del Océano, Facultad de Ciencias de la Tierra Martí i Franqués, s/n, E-08028 Barcelona.

josepsanjuan@ub.edu

³ Departamento de Biología Ambiental (Zoología). Facultad de Ciencias, Universidad de Navarra, Apartado 177, E-31080.

mlarraz@external.unav.es

⁴ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, E-50009-Zaragoza.

carenas@unizar.es

ABSTRACT

This study illustrates and describes the microfossil assemblage recovered from carbonate silt and sand beds of the Quaternary tufas in Ocio (Inglares River Valley, Álava). The assemblage is composed of one charophyte species (*Chara* cf. *hispida*), up to 7 species of ostracods (abundant taxa are *Herpetocypris brevicaudata*, *Paralimnocythere psammophila*, *Pseudocandona eremita* and *Ilyocypris gibba*) and four gastropod taxa (*Amullaceana balthica*, *Bithynia tentaculata*, *Planorbis planorbis* and *Helicella ordunensis*). These microfossils indicate that the studied Ocio beds formed in shallow freshwater pools, with alkaline and oligo-mesotrophic water. This finding is consistent with fine-sized tufa and lime mud deposition in slow-flowing or still water areas within a low-slope stepped fluvial system.

Key-words: Paleoeecology, Quaternary, Carbonates, Microfossils, Limnology.

RESUMEN

Este trabajo ilustra y describe la asociación de microfósiles presentes en los tramos limosos de las tobas cuaternarias de Ocio (valle del río Inglares, Álava). La asociación consiste en una especie de carofita (*Chara* cf. *hispida*), hasta siete especies de ostrácodos (siendo las especies más abundantes *Herpetocypris brevicaudata*, *Paralimnocythere psammophila*, *Pseudocandona eremita* e *Ilyocypris gibba*) y cuatro taxones de gasterópodos (*Amullaceana balthica*, *Bithynia tentaculata*, *Planorbis planorbis* y *Helicella ordunensis*). Esta asociación indica que los depósitos estudiados de Ocio se formaron en pequeños cuerpos de agua dulce, poco profunda, alcalina y oligo-mesotrófica. Estos datos son coherentes con el depósito de toba de grano fino y barro de calcita en zonas tranquilas o con flujo lento a lo largo de un sistema fluvial escalonado de baja pendiente.

Palabras clave: Paleoeecología, Cuaternario, Carbonatos, Microfósiles, Limnología.

Geogaceta, 77 (2025), 83-86

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108686>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

Las tobas de Ocio (Álava) han sido explotadas para la construcción al menos desde el siglo XIII hasta el siglo XX. En los Castillos de Portilla y Ocio (castillo de Lanos) se pueden encontrar abundantes sillares de toba extraída de los depósitos calcáreos objeto del presente estudio. En sí las tobas (i.e., depósitos sedimentarios formados comúnmente por calclita) representan un importante registro paleontológico por la cantidad de vestigios que contienen, como tallos y hojas de macrofitas, musgos, algas, bacterias, diversos invertebrados y palinomorfos polínicos y no polínicos. Este trabajo se centra en el estudio del registro fósil recuperado de las facies más arenosas o limosas de las tobas, que nos han permi-

tido obtener carofitas, ostrácodos y gasterópodos.

Contexto geológico y estratigráfico

La zona estudiada se encuentra en el margen sur de la Cuenca de Miranda-Trebiño (MT) (Fig. 1A). Se trata de una cuenca de *piggy back* de 30-40 km de longitud que se formó desde el Eoceno medio-superior hasta el Mioceno debido al progresivo levantamiento y emplazamiento de la lámina cabalgante de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes (SCO), como prolongación occidental de la cordillera Pirenaica sobre la Cuenca del Ebro (Fig. 1A) (Riba, 1956, 1961; Riba y Jurado, 1992).

El relleno de la Cuenca de MT está formado por aproximadamente 3000

metros de materiales continentales (aluviales, lacustres y palustres). Éstos se disponen discordantemente sobre materiales marinos de edades de entre Jurásico-Cretácico Inferior y Paleoceno (Riba, 1956, 1961).

Los depósitos cuaternarios estudiados se encuentran dentro del valle del Río Inglares, cerca del pueblo de Ocio (Fig. 1B). Según Portero *et al.* (1979) son del Holoceno. Este río, que es afluente directo del Río Ebro, fluye de este a oeste a lo largo de 42,65 km a través de depósitos siliciclásticos y carbonatados del Jurásico-Cretácico Inferior al Mioceno, y por arcillas y evaporitas del Triásico de los diapiros de Peñacerrada y Herrera de Buradón. Las rocas carbonatadas del Jurásico y Cretácico Superior constituyen el acuífero de esta región.

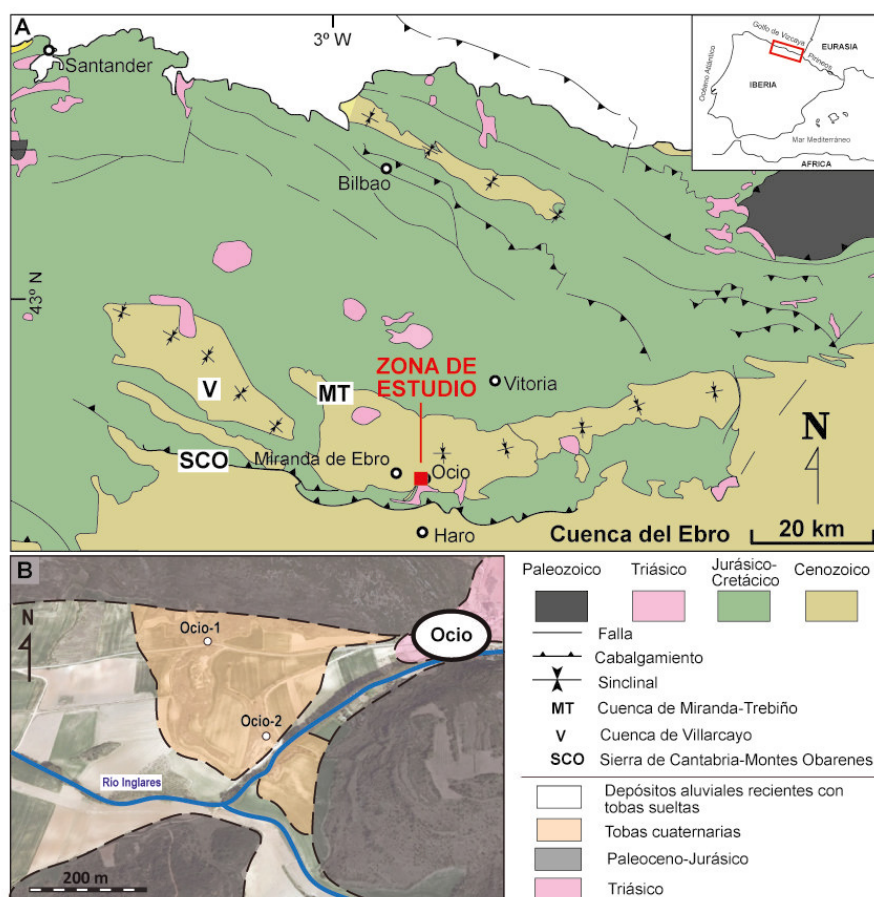


Fig. 1.- A. Posición del área de estudio en el margen sur de la Cuenca de Miranda-Trebiño. B. Mapa de detalle de la zona de estudio con la ubicación de los dos puntos de muestreo de las tobas cuaternarias. Ver la figura en color en la web.

Fig. 1.- A. Location of the study area at the southern margin of the Miranda-Trebiño Basin. B. Detail map of the study area showing the location of the two sampling points of Quaternary tufa. See the color figure in the web.

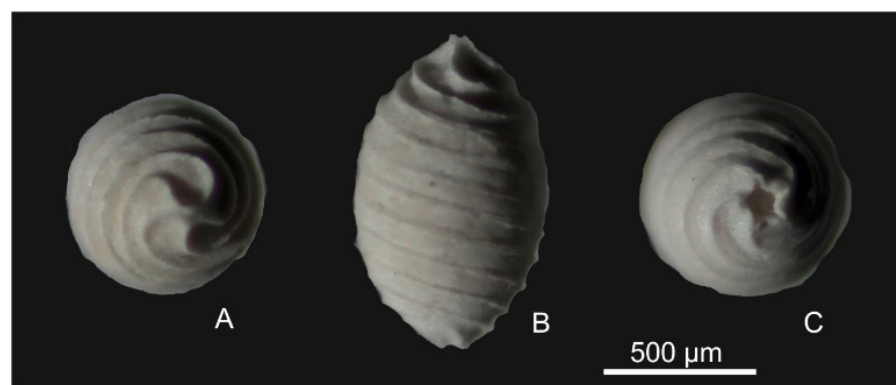


Fig. 2.- Girogonites de *Chara cf. hispida* procedentes de Ocio 1. A. vista apical, B. vista lateral, C. vista basal. Ver la figura en color en la web.

Fig. 2.- Gyrogonites of *Chara cf. hispida* from Ocio 1. A. apical view, B. lateral view, C. basal view. See the color figure in the web.

Entre los depósitos de tobas analizados, que presentan hasta 30 metros de espesor, destacan las siguientes facies carbonatadas: estromatolitos, calizas oncoi-dales, calizas bioclásticas, arenas y limos bioclásticos, calizas intraclásticas y peloi-dales, calizas fitoclásticas y calizas fitoher-males de tallos y briofitas. Las asociaciones de facies y la geometría de los depósitos

permite reconocer estructuras que corres-ponden a pequeñas barreras, cascadas, represamientos y zonas palustres.

Metodología

En el área estudiada se han recogido cuatro muestras de unos tres kg cada una en la facies de arenas y limos bioclásticos:

una en Ocio 1 y tres en Ocio 2 (Ocio 2A, Ocio 2B y Ocio 2C) (Fig. 1B). Las cuatro muestras se han lavado y tamizado usan-do como tamiz inferior el de 0,165 mm de luz malla.

Resultados

Se han identificado siete especies de ostrácodos, cuatro de gasterópodos y una de carofita.

Carofitas (Fig. 2)

En la muestra de Ocio-1 se han en-contrado girogonitos (fructificaciones calcificadas) y fragmentos de talos cor-ticados (tallos) de carofitas. En ninguna de las muestras de Ocio 2 han aparecido restos de carofitas.

Los girogonitos y talos se atribuyen al género *Chara*, probablemente a la es-pecie *Chara hispida* Linnaeus 1753. Los girogonitos presentan un tamaño gran-de (~1110 µm de altura y ~700 µm de an-chura de promedio) y una forma elíptica en vista lateral (Fig. 2). Se pueden contar entre 10 y 11 vueltas de espira en vista lateral (Fig. 2B). Las células espirales son lisas (no ornamentadas) y presentan una altura de unas ~100 µm en el ecuador del girogonito. El girogonito presenta un ápice de perfil apuntado de tipo psilo-caróide (Feist *et al.*, 2005), *i.e.* las células espirales se expanden en la zona apical (Fig. 2A). La base del girogonito también es apuntada con un poro basal pentago-nal ubicado dentro de un embudo poco profundo (Fig. 2C).

Chara hispida es una especie sub-cosmopolita que crece en lagos de agua dulce estables y permanentes de toda Europa, Norte de África, el Cáu-caso, Asia Central y el este de Siberia (Corillion, 1972; Barinova *et al.*, 2014). Esta especie prefiere aguas alcalinas, oli-go-mesotróficas y bien oxigenadas en profundidades de hasta 15 m (Krause, 1997). Forma praderas densas en pro-fundidades de entre 1 y 7 m y a menudo crece en aguas procedentes de manan-tiales ricos en bicarbonato y calcio. Su registro fósil se extiende desde el Mio-ceno Medio hasta la actualidad (Sanjuan *et al.*, 2022 y referencias).

Ostrácodos (Tabla I y Fig. 3)

La especie más abundante de la aso-ciación es *Herpetocypris brevicaudata*

Muestra	Ocio 1	Ocio 2A	Ocio2C
<i>Cypria ophtalmica</i> (Jurine, 1820)	1		
<i>Herpetocypris brevicaudata</i> Kaufmann, 1900	18	1	
<i>Ilyocypris gibba</i> (Ramdohr, 1808)	4		
<i>Ilyocypris</i> sp.	2		
<i>Limnocythere</i> sp.	11		
<i>Paralimnocythere psammophila</i> (Flossner, 1965)	11		
<i>Pseudocandona eremita</i> (Vejdovsky, 1882)	2		
<i>Pseudocandona parallela</i> (Müller, 1900)		1	1
nº individuos	49	2	1
nº especies	7	2	1
nº por gramo de sedimento	21	1	<1
% roturas	43	50	100

Tabla 1.- Restos de ostrácodos encontrados en las muestras estudiadas.
Tabla 1.- Ostracod remains found in the studied samples .

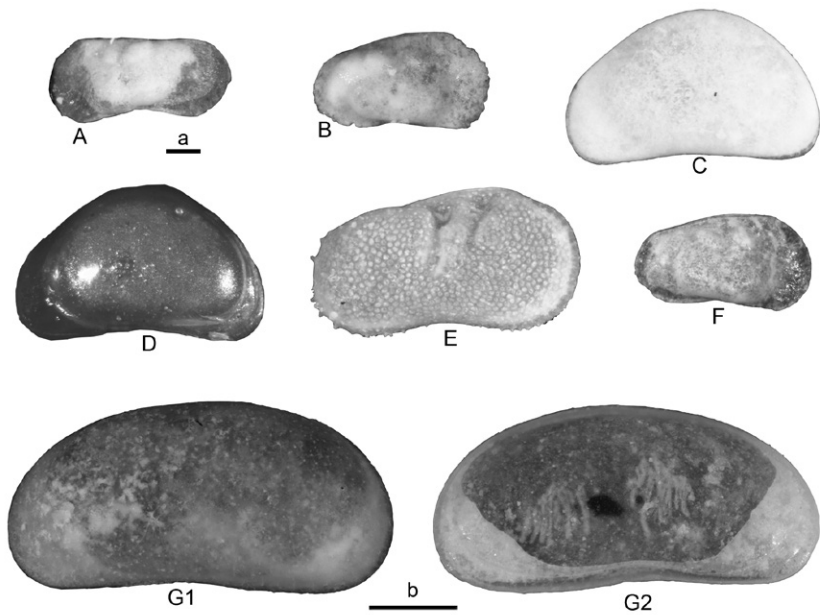


Fig. 3.- Ostrácodos de Ocio 1. A. *Paralimnocythere psammophila*, individuo macho, B. *Paralimnocythere psammophila*, individuo hembra, C. *Pseudocandona eremita*, D. *Cypria ophtalmica*, E. *Ilyocypris gibba*, F. *Limnocythere* sp., G. *Herpetocypris brevicaudata*, G1 vista externa y G2 vista interna. Barra de escala a (=0,1 mm para A-F) y b (=0,5 mm para G).
Fig. 3.- Ostracods from Ocio 1. A. *Paralimnocythere psammophila*, male, B. *Paralimnocythere psammophila*, female, C. *Pseudocandona eremita*, D. *Cypria ophtalmica*, E. *Ilyocypris gibba*, F. *Limnocythere* sp., G. *Herpetocypris brevicaudata*, G1 external view and G2 internal view. Scale bar a (= 0.1 mm: A-F) and b (= 0.5 mm: G).

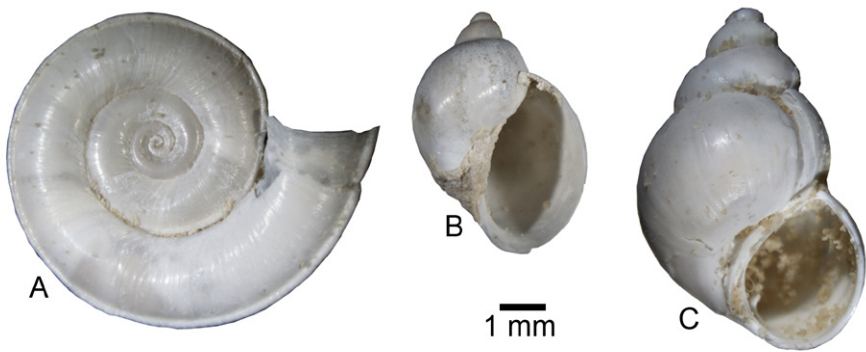


Fig. 4.- Gasterópodos de Ocio 1. A. *Planorbis planorbis*, B. *Amullaceana cf. balthica*, C. *Bithynia tentaculata*. Ver la figura en color en la web.
Fig. 4- Gastropods from Ocio 1. A. *Planorbis planorbis*, B. *Amullaceana cf. balthica* and C. *Bithynia tentaculata*. See the color figure on the web.

que habita en aguas ricas en bicarbonato y calcio en contacto con manantiales, aunque también puede aparecer en zonas de bordes de lago y en aguas fluyentes de arroyos (Meisch, 2000). Por su parte, *Paralimnocythere psammophila* aparece como especie secundaria; y se suele encontrar en ambientes con fuerte evaporación (Mezquita *et al.*, 1999), estando presente también en lagos meromíticos con una alta salinidad en el fondo (Mezquita *et al.*, 1996). En nuestro caso su presencia podría estar asociada a la Facies Keuper que aflora en Ocio y que atraviesa el Río Inglares antes de llegar a las tobas de Ocio estudiadas en este trabajo.

Por su parte, *Pseudocandona eremita* aparece en pozos y hábitats intersticiales conectados a aguas subterráneas (Meisch, 2000).
Ilyocypris gibba se encuentra en cuerpos de agua pequeños, poco profundos, asociado a praderas de carofitas (Griffiths y Holmes, 2000). En el lago Caicedo de Yuso (Álava) es la especie mayoritaria en un manantial salino cercano al lago (Martín-Rubio, 2003).

Gasterópodos (Fig. 4)

En la muestra de Ocio 1 (Fig. 4), se han recuperado abundantes restos de tres taxones, incluyendo *Amullaceana cf. balthica* (Fig. 4B), *Bithynia tentaculata* (Fig. 4C) y *Planorbis planorbis* (Fig. 4A). En Ocio 2 solamente se han encontrado restos de conchas de la especie *Helicella ordunensis*. *Amullaceana cf. balthica* (Linnaeus, 1758) suele encontrarse en cursos de agua de corriente lenta y soporta la desecación. Vive en zonas con mucha o poca vegetación y tolera aguas salobres y hasta contaminadas (Bragado *et al.*, 2009). *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) vive sobre rocas, en aguas de escasa corriente, bien oxigenadas, en ríos, canales y lagos. Esta especie soporta aguas poco oxigenadas y fondos de barro con abundante vegetación. Puede vivir en zonas estancadas con cierta salinidad. (Bragado, *et al.*, 2009). *Planorbis planorbis* Linnaeus, 1758 vive en aguas limpias y tranquilas, lentas y con abundante vegetación de la cual se alimenta (Álvarez-Halcón *et al.*, 2022). También llega a colonizar fondos limosos de aguas estancadas y charcas de inundación (Bragado *et al.*, 2009). *Helicella ordunensis* Kobelt, 1883 vive en ambientes húmedos de ribera o ruderales.

Conclusiones

Las dos zonas muestreadas son muy diferentes en relación a la diversidad y contenido de microfósiles. Mientras Ocio 1 presenta una mayor diversidad, con tres especies de gasterópodos, una de carofita y siete de ostrácodos, en Ocio 2 solo hay unos pocos fragmentos de una especie de ostrácodo, unos pocos individuos de un taxón de gasterópodo y no hay carofitas.

La asociación de Ocio 1 indica una masa de agua poco profunda, limpia (oligo-mesotrófica) con influencia de aguas subterráneas ricas en bicarbonato y calcio, con abundante vegetación acuática. La presencia de *Paralimnocythere psammophila* puede estar asociada a la lixiviación de sales de la Facies Keuper que aflora en el pueblo de Ocio. En Ocio 2 las condiciones de la masa de agua no serían tan estables por lo que no se desarrollarían las condiciones óptimas para los taxones descritos en Ocio 1. Estas condiciones son acordes con los datos sedimentológicos preliminares, que indican sedimentación tranquila de toba de grano fino y precipitación de calcita en áreas represadas entre barreras-cascadas tobáceas a lo largo del cauce.

Contribución de los autores

Todos los autores han participado en alguna de las tareas: trabajo de campo, triado de los concentrados, estudio de los resultados y elaboración del manuscrito.

Agradecimientos

La primera firmante (Z. L.) disfruta de una beca predoctoral de la UPV/EHU. Este trabajo ha recibido financiación del Gobierno Vasco (IT-1602-22 y IT-976-16, IT-1616-22), de la Agencia Española de Investigación (Proyecto IBERINSULA, PID2020-113912GB-I00/AEI/10.13039/501100011033) y de la Generalitat de Catalunya (2021 SGR-00349).

Referencias

- Álvarez-Halcón, R.M., Oscoz, J. y Larraz, M.L. (2022). *Guía de Campo. Moluscos acuáticos de la Cuenca del Ebro*. Confederación Hidrográfica del Ebro. 153 p.
- Barinova, S., Romanov, R. y Solak, C.N. (2014). *Natural Resources and Conservation* 2(3), 33-42.
DOI: [10.13189/nrc.2014.020301](https://doi.org/10.13189/nrc.2014.020301)
- Bragado, M.D., Araujo, R. y Aparicio, M.T. (2009). *Atlas y libro rojo de los moluscos de Castilla La Mancha*. Organismo Autónomo Espacios Naturales de Castilla la Mancha, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Guadalajara, 506 p.
- Corillion, R. (1972). *Angers: Travaux du Laboratoire de Botanique de la Faculté des Sciences d'Angers*. 11-12, 499.
- Feist, M., Grambast-Fessard, N., Guerlesquin, M., Karol, K., Lu, H., Mc-Court, R.M., Wang, Q. y Shenzen, Z. (2005). *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part B. Protoctista 1. Charophyta*. The Geological Society of America, Kansas, p. 170.
- Griffiths, H.I. y Holmes, J.A. (2000). *Technical Guides 8*, Quaternary Research Association, London, 188 p.
- Krause, W. (1997). *Charales (Charophyceae). Süßwasserflora von Mitteleuropa*. Band 18. Jena: Gustav Fischer Verlag p. 202.
- Martín-Rubio, M. (2003). *Ostrácodos del Plioceno y reciente en el Sector occidental de la cuenca del Ebro: paleoecología y geoquímica*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco/EHU, 312 p.
- Meisch, C. (2000). En: *Süßwasserfauna von Mitteleuropa* (J. Schwoerbel, J. y P. Zwick, Eds.). Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg/Berlin. 522 p.
- Mezquita, F., Sanz-Brau, A. y Miracle, M.R. (1996). *Bull. Soc. Nat. Luxemb.* 97, 239-247
- Mezquita F., Tapia, G. y Roca J.R. (1999). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 148:65-85.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00176-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00176-X)
- Portero, J.M., Ramírez del Pozo, J. y Aguilar Tomás, M.J. (1979). *Mapa Geológico de España, hoja 170, Haro, 1:50000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 43 p., 1 mapa.
- 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. y Jurado M.J. (1992). *Acta Geológica Hispánica* 27 (1-2), 177-193.
- Sanjuan, J., Matamoros, D., Casanovas-Vilar, I., Vicente, A., Moreno-Bedmar, J.A., Holmes, J.A. y Martín-Closas, C., (2022). *Historical Biology*. 35(9), 1665-1685.
<https://doi.org/10.1080/08912963.2022.2106861>

The deglaciation of the Ésera valley since the Maximum Ice Extent in the Pyrenees

La deglaciación del valle del Ésera desde la Máxima Extensión del Hielo en los Pirineos

Ixeia Vidaller^{1*}, Ana Moreno¹, Penélope González-Sampériz¹, Sergi Pla-Rabés², Toshiyuki Fujioka³ and Juan Ignacio López-Moreno¹

¹ Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Avda. Montañana, 1005, 50059, Zaragoza, Spain.

ixeia@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es, pgonzal@ipe.csic.es, nlopez@ipe.csic.es

² Unitat d'Ecologia, Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia, Universitat Autònoma de Barcelona, Plaça Cívica, 08193 Bellaterra, Barcelona, Spain.

sergiplarabes@gmail.com

³ Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), P.º Sierra de Atapuerca, 3, 09002, Burgos, Spain.

toshiyuki.fujioka@cenieh.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The Ésera valley is a narrow U-shape valley located in the Central Pyrenees. It has been modelled by the glacial activity during the Last Glacial Cycle. The combination of several methods as cosmogenic exposure dating of glacial deposits and lacustrine core analyses in the Pllan d'Están proglacial lake has allowed to understand the complex dynamics of the Ésera glacier since the local glacial maximum extension (75 ka ago). After this maximum extension, the glacier retreated according with a warm interval within the Marine Isotope Stage (MIS) 3. A new glacial advance, likely corresponding with the Oldest Dryas (16 ka) was established from cosmogenic dates and subglacial sedimentation in the Pllan d'Están paleolake. From that time to nowadays, the Ésera glacier has retreated very quickly, especially during the Allerød period (13.8 ka). During the Little Ice Age, the Ésera glacier, divided in several smaller glaciers, left the thickest moraines conserved in this valley.

Key-words: Pyrenees, geochronology, paleoclimate, last deglaciation, glaciers.

RESUMEN

El valle del Ésera es un valle glaciar situado en los Pirineos Centrales, que fue modelado por la actividad glaciar durante el Último Ciclo Glaciar. La combinación de varios métodos como la datación por isótopos cosmogénicos de depósitos glaciares y el análisis de sondeos lacustres en el lago proglaciar de Pllan d'Están ha permitido comprender la compleja dinámica con varios avances y retrocesos del glaciar Ésera desde su última máxima extensión (75 ka). Tras este máximo, el glaciar retrocedió coincidiendo con un intervalo cálido durante el MIS (Estadio Isotópico Marino) 3. Un nuevo avance glaciar fue datado hace 16 ka por isótopos cosmogénicos, llevando al lago de Pllan d'Están a un ambiente subglaciar. Desde entonces hasta la actualidad el glaciar del Ésera retrocedió muy rápidamente, especialmente durante el periodo Allerød (13.8 ka). Durante la Pequeña Edad de Hielo ocurrió el último avance del glaciar del valle del Ésera. Este periodo se reconoce por presentar la morrenas más elevadas y mejor conservadas del valle.

Palabras clave: Pirineos, geocronología, paleoclima, último deglaciación, glaciares.

Geogaceta, 77 (2025), 87-90

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108713>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Glaciers are ice masses that change their size and shape depending on the climate, mainly temperature and precipitation, so they are very good indicators of climate changes (Braithwaite and Hughes, 2020). Although nowadays the area of Pyrenean glaciers is very small (<0.5 km²) and they are restricted to the glacial cirques (Vidaller et al., 2021), thousands of years ago, large glaciers flowed along the Pyrenean valleys (García-Ruiz and Serrano, 2022).

The last maximum ice extension during the Last Glacial Cycle in the Pyrenees was dated at ~60-70 ka (e.g. Lewis et al., 2009), when glaciers reached elevation lower than 800 m a.s.l. (Oliva et al.,

2019). After that, the deglaciation of the Pyrenees started, although some minor glacial advances have been identified (González-Sampériz et al., 2006). The Last Glacial Maximum (LGM) at a global scale was a cold period 23 ka ago, probably too dry in the Pyrenees, thus limiting the advance of the glaciers (Allard et al., 2021).

This study intends to summarize the information available of the glacial dynamics in the Ésera valley during the Last Glacial Cycle.

Study area

The Ésera valley is located in the Central Pyrenees (Spain; Figure 1). At the headwaters, the northern slope co-

responds with the southern slope of the Maladeta massif, one of the highest massifs in the Pyrenees, which conserved the largest amount of glaciated area. The Ésera valley, with NNW-SSE and SSW-NNE orientation, and a clear U-shape, is mainly composed by granitic rocks modelled by glacial activity. At lower elevations the limestone and shale formations are often covered by glacial (granitic) deposits, such as erratic boulders (Figure 1).

Methods

A detailed geomorphological map of the study area was the first step to determine the succession of glacial deposits (Vidaller et al., 2024a). Once the moraines were identified, 14 samples of

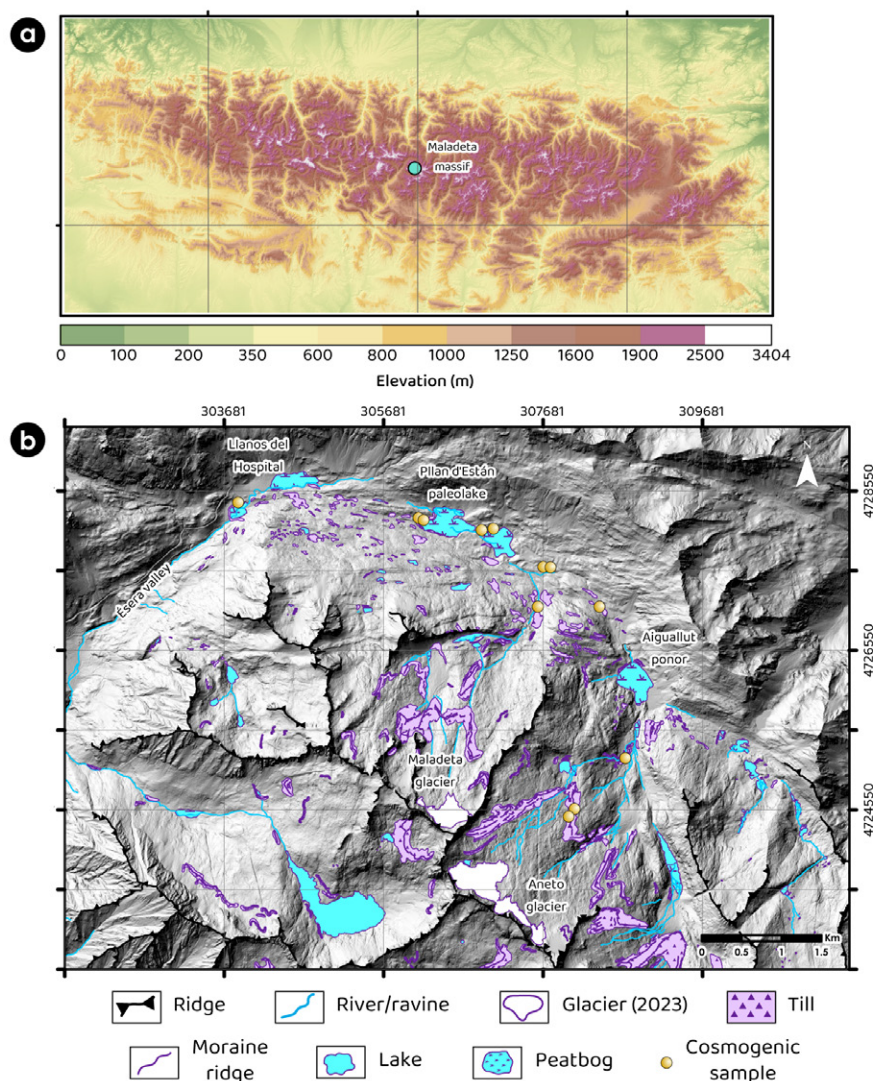


Fig. 1 (a) Location of the Maladeta massif in the Pyrenees. (b) Simplified geomorphological map of the Maladeta massif. Orange dots indicate the location of the cosmogenic samples. See color figure in the online version.

Fig. 1.- (a) Localización del macizo de Maladeta en los Pirineos. (b) Mapa geomorfológico simplificado del macizo de Maladeta. Los puntos naranjas señalan la localización de las muestras de till obtenidas para su datación mediante isótopos cosmogénicos. Ver figura en color en la versión web.

granitic boulders were dated with terrestrial ^{10}Be cosmogenic nuclide exposure dating to determine the glacial phases of the last deglaciation. Results obtained from cosmogenic dating have been combined with the multi-proxy analyses of the lacustrine sequence obtained in Pllan d'Están (1840 m a.s.l., Figure 1b). The sediments were dated with AMS ^{14}C (30 samples) calibrated with IntCal20 ^{14}C curve (Reimer et al., 2020) and OSL/IRSL (4 samples). The sedimentological and geochemical analysis carried out in the lacustrine record from Pllan d'Están include magnetic susceptibility, smear slides observation, X-ray fluorescence, total carbon, total nitrogen and total sulphur determinations, as well as the identification of paleobiological indicators such as pollen and diatoms (a total of 21

palynological and 24 diatom samples). Those results were previously published in Vidaller et al. (2024b).

Results and discussion

A till layer was founded at the bottom of the Pllan d'Están core, dated at 74.9 ka, indicating that at that time that site was covered by ice, corresponding with the time of the maximum glacial extension in other Pyrenean valleys. Therefore, the lake was not yet formed. In other Pyrenean proglacial lakes, glacier fronts were found at elevations lower than 1000 m a.s.l. at that time (Lewis et al., 2009), pointing to a particularity of the Ésera valley.

The lacustrine sedimentary sequence of Pllan d'Están paleolake started at 46.7

ka BP, coinciding with one of the largest interstadial stages within MIS 3 (Rasmussen et al., 2014). The varves and rhythmites observed in the sediment imply that the glacier front was near the lake during this period (Carrivick and Tweed, 2013), Pllan d'Están as a proglacial lake at that time (Figure 2).

The carbonate percentage in the lacustrine sediment decreases after 34.8 ka BP, likely indicating the occurrence of a cold climate (Moreno et al., 2010) and a glacial expansion. These sediments correspond with a subglacial environment, coherent with the cosmogenic dates that determined a position of the glacier front down valley. The palynological results support cold and arid conditions, being *Artemisia* the dominant taxa, matching with the climatic description inferred from lacustrine sequences (Figure 2) (González-Sampériz et al., 2006).

During the LGM there is an increase of the sedimentation rate in Pllan d'Están lake, low taxa variety and poor pollen preservation, resulting from a very cold climate. However, sedimentological characteristics do not imply a glacier advance, in coherence with other Pyrenean valleys (González-Sampériz et al., 2006).

During the Oldest Dryas (~ 17.5-15 ka), arid and cold conditions continued. *Artemisia* and steppe herbs dominated, and the first appearance of *Ranunculus* is in agreement with other regional Pyrenean sequences of high altitude (González-Sampériz et al., 2006; Vidaller et al., 2024b). During this cold period, the Ésera glacier front, as indicated by cosmogenic dating was at 1750 m a.s.l., a similar elevation to other Pyrenean valleys (Delmas, 2015; Palacios et al., 2017).

After this cold phase, a warmer interval started corresponding to the Bølling-Allerød phase (14.8-12.8 ka). Although arid conditions still remained at the beginning, this period implies an increase of temperatures as shown by the expansion of *Artemisia* and the concentration peak of *Juniperus*. Also, the dominance of the pioneering and cosmopolite diatoms indicates an organic-rich environment. The Allerød interval was characterized by warmer and moister climate, characterized by more organic matter in the sediments, higher presence of *Betula*, *Corylus* and deciduous *Quercus*, lower values of steppe taxa, and the development of aquatic taxa such as *Myriophyllum* (Vidaller et

al., 2024b). New cosmogenic dates indicate that the Ésera glacier retreated during this warm interval, especially during the Allerød in a very fast way, from Llanos del Hospital (1750 m a.s.l.) to Aguallut ponor (1995 m a.s.l.), a total of 5 km in 3 ka (Figure 2). These progressively warmer and moister conditions along the Bølling-Allerød period differs from the typical last deglaciation trend in other European sequences where the transition to the Bølling was abrupt with a gradual temperature decrease during the Allerød.

The Younger Dryas was the last cold stadial before the current interglacial (Rasmussen et al., 2014), but in Pllan d'Están sequence this cold period was only evident by an increase of thycoplanktonic cold-tolerant fragilaroid and post-glacial pioneering taxa (Smol, 2011; Vidaller et al., 2024b).

At the early Holocene (11.7-5 ka), the Ésera glacier was dated by cosmogenic isotopes and was located at 2046 m a.s.l. at 11 ka. The elevations of other Pyrenean glacier fronts at this age were very variable, but all of them between 1700 and 2500 m a.s.l. (Delmas et al., 2015). The Holocene Pllan d'Están sediment is an organic-rich silt deposited in a wetland environment. The vegetation was characterised by high percentages of *Pinus* and *Betula*, similar to other lakes in the Pyrenees (Leunda et al., 2017). The presence of diatoms assemblage was richer and similar to diatoms currently present in other Pyrenean lakes (Vidaller et al., 2024b).

Finally, the Little Ice Age was the last cold period at a global scale before anthropogenic climate change and it was characterized, in the Ésera Valley, with the presence of moraines located at approximately 2650 m a.s.l. Nowadays, Pyrenean glaciers are confined to the cirques and only 10% of the glaciated surface of the LIA remains. Regarding the Aneto glacier, the largest one of the Ésera valleys has lost almost 65% of its surface, and in an average thickness of 30.5 m in the last 40 years (Vidaller et al., 2023).

Conclusions

This study represents a combination of several approaches to determine the Ésera glacier evolution since its last maximum extension 75 ka ago. The combination of dating methods

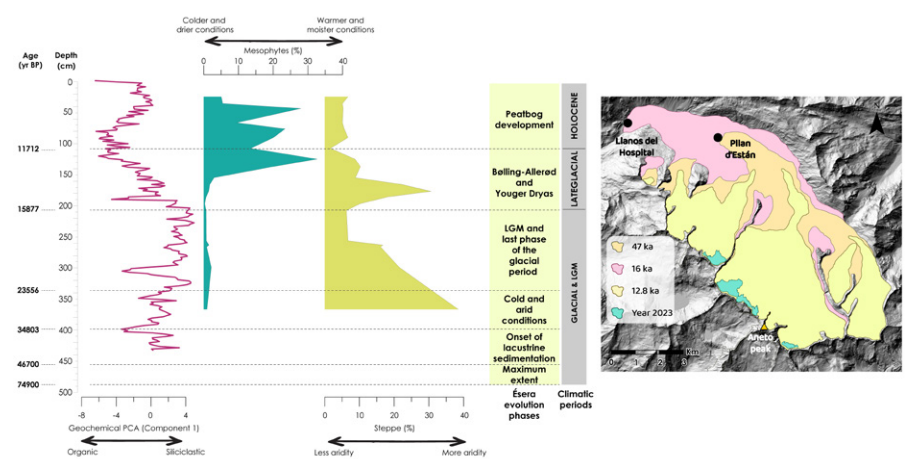


Fig. 2 Sedimentological characteristics and pollen diagram of the Pllan d'Están core. In the middle is indicated the different stages and climatic characteristics of the evolution of the Pllan d'Están lake due to the evolution of the Ésera glacier. At the right, the map shows the evolution of the Ésera glacier during the last 47 ka. See color figure in the online version.

Fig. 2 Características sedimentológicas y diagrama polínico del sondeo de Pllan d'Están. En el centro se indican las diferentes etapas y características climáticas de la evolución del lago Pllan d'Están debido a la evolución del glaciar Ésera. A la derecha, el mapa muestra la evolución del glaciar Ésera durante los últimos 47 ka. Ver figura en color en la versión web.

with sedimentological and geochemical proxies has revealed for the first time in the Pyrenees an alternation between proglacial and subglacial sediments in a lacustrine core. Thanks to the palynological study and the cosmogenic dating of glacial boulders, we have shown differences during the Bølling-Allerød with other European records. Thus, the transition from the Oldest Dryas to the Bølling was gradual in the Ésera valley, reaching the warmest phase during the Allerød.

Author contribution

Structure of the paper: IV, AM, JILM.
Methodology: IV, AM, PGS, SPR, TF.
Data acquisition: IV, AM, PGS, TF, JILM.
Original draft and figures: IV.
Manuscript review: AM, PGS, SPR, TF, JILP.
Supervision: AM, JILM.

Acknowledgments

This study was supported by the Spanish Autonomous Organism of National Parks project 2552/2020 (ORCHESTRA), the Spanish project PID2019-106050RB-I00 (PYCACHU), the Interreg-POCTEFA project OPCC ADAPYR and the Spanish project Diputación Provincial de Huesca Felix de Azara 2021. Ixeia Vidaller is supported by the grant FPU18/04978 and is enrolled in the PhD programme at the University of Zaragoza.

References

- Allard, J. L., Hughes, P. D., and Woodward, J. C. (2021). *Nat. Geosci.*, 14, 197–205.
<https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Braithwaite, R. J. and Hughes, P. D. (2020). *Frontiers in Earth Sciences* 8, 302.
<https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2020.00302>
- Carrivick, J. L. and Tweed, F. S. (2013). *Quat. Sci. Rev.*, 78, 34–52.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.028>
- Delmas, M. (2015). *Cuad. Investig. Geográfica*, 41, 359.
<https://doi.org/10.18172/cig.2708>
- García-Ruiz, J. M. and Serrano, E. (2022). *Iberia, Land of Glaciers*, edited by: Oliva, M., Palacios, D. and Fernández-Fernández, J. M., Elsevier, 123–155.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00007-4>
- B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., and Dedoubat, J. J. (2006). *Quat. Res.*, 66, 38–52.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.02.004>
- Leunda, M., González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., Aranbarri, J., Moreno, A., Oliva-Urcia, B., Sevilla-Callejo, M., and Valero-Garcés, B. (2017). *Glob. Planet. Change*, 157, 214–231.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.008>
- Lewis, C. J., McDonald, E. V., Sancho, C., Peña, J. L., and Rhodes, E. J. (2009). *Glob. Planet. Change*, 67, 141–152.

- <https://doi.org/10.1016/j.glopla-cha.2009.01.001>
- Moreno, A., Valero-Garcés, B. L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J., Mata, M. P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J. P. and Rico, M. (2010). *Quat. Sci.*, 22, 1076–1091.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1265>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Carrasco, R. M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M. and Hughes, P. D. (2019). *Earth-Science Rev.*, 192, 564–600.
<https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2019.03.015>
- Palacios, D., de Andrés, N., Gómez-Ortiz, A., and García-Ruiz, J. M. (2017). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 433, 87–110.
<https://doi.org/10.1144/SP433.10>
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J. and Winstrup, M. (2014). *Quat. Sci. Rev.*, 106, 14–28.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., Van Der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020). *Radiocarbon*, 62, 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Smol, J. (2011). *Can. J. Bot.*, 61, 2195–2204.
<https://doi.org/10.1139/b83-238>
- Vidaller, I., Revuelto, J., Izagirre, E., Rojas-Heredia, F., Alonso-González, E., Gascoin, S., René, P., Berthier, E., Rico, I., Moreno, A., Serrano, E., Serreta, A. and López-Moreno, J. I. (2021). *Geophys. Res. Lett.*, 48.
<https://doi.org/10.1029/2021GL094339>
- Vidaller, I., Izagirre, E., Del Río, L. M., Alonso-González, E., Rojas-Heredia, F., Serrano, E., Moreno, A., López-Moreno, J. I. and Revuelto, J. (2023). *Cryosph.* 17, 3177–3192.
<https://doi.org/10.5194/tc-17-3177-2023>
- Vidaller, I., Moreno, A., Izagirre, E., Belmonte-Ribas, Á., Carcavilla, L., and López-Moreno, J. I. (2024). *J. Maps*, 20, 2347896.
<https://doi.org/10.1080/17445647.2024.2347896>
- Vidaller, I., Moreno, A., González-Sampériz, P., Pla-Rabés, S., Medialdea, A., del Val, M., López-Moreno, J. I. and Valero-Garcés, B. (2024). *Catena*. 241, 108059.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108059>

¿Qué aporta la información magnética de las rocas sedimentarias e ígneas de la Zona Axial Pirenaica a su evolución cinemática?

What the magnetic information in sedimentary and igneous rocks tells us about the kinematics of the Pyrenean Axial Zone?

Belén Oliva-Urcia^{1*}, Emilio L. Pueyo Morer², Andrés Gil Imaz³, Inmaculada Gil Peña³, Stéphane Brusset⁴, Pierre Souquet⁵, José I. Valenzuela-Ríos⁶, Jau-Chyn Liao⁷

¹ Grupo GEOtransfer, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain, boliva@unizar.es, agil@unizar.es

² IGME, CSIC, Unidad de Zaragoza. 50059 Zaragoza. unaim@igme.es

³ IGME, CSIC. Ríos Rosas, 28003 Madrid. i.gil@igme.es

⁴ Géosciences-Environnement, Université Toulouse III-Paul Sabatier. 14 avenue E. Belin 31400 Toulouse. stephane.brusset@get.omp.eu

⁵ Geólogo consultor. 31400 Toulouse. pierresqt0931@orange.fr

⁶ Departamento de Geología, Universidad de Valencia. Jose.I.Valenzuela@uv.es

⁷ Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. jaucliao@ucm.es

*Corresponding author

ABSTRACT

Paleomagnetic information is presented of the Devonian rocks of the Axial Zone in its western part (Aspe valley) and central part (around Laspaúles and Orri Dome), as well as Permian igneous rocks from the Anayet Massif, Triassic ophiolites and Mesozoic peridotites near the North Pyrenean Fault, and Upper Cretaceous rocks just South of the North Pyrenean Fault. Results suggest remagnetizations in the Devonian rocks. Samples in the basaltic sills of Anayet suggest the presence of a post-magnetization tilting because the paleomagnetic inclination is larger than expected. The results from ophiolites are quite homogeneous and show a paleomagnetic direction similar to the postfolding remagnetization described previously in the Internal Sierras. However, peridotites show a variable magnetization with different paleomagnetic directions. These results open local reconstructions of bedding at the time of remagnetization, when it is isochronous.

Key-words: Devonian, ophiolites, peridotites, Axial Zone, paleomagnetism.

RESUMEN

Se presenta información paleomagnética de las rocas devónicas de la Zona Axial en su parte occidental (valle del Aspe) y zona central (alrededor de Laspaúles y Domo de Orri), además de las rocas ígneas pérmicas del Macizo de Anayet, ofitas triásicas en la falla Norpirenaica y peridotitas mesozoicas, junto con dos estaciones en rocas del Cretácico superior localizadas justo al sur de la Falla Norpirenaica. Los resultados de las rocas del Devónico sugieren remagnetizaciones ocurridas posteriormente al tiempo de depósito. Las muestras de los sillós basálticos de Anayet sugieren la presencia de un basculamiento posterior a la magnetización pues la inclinación es mayor de la esperada. Los resultados de las ofitas son muy homogéneos y con una dirección paleomagnética similar a la remagnetización postpliegue que se ha documentado en las Sierras Interiores. Sin embargo, las peridotitas muestran una magnetización variable con diferentes direcciones paleomagnéticas. Estos resultados abren la posibilidad de reconstrucciones de la estratificación al momento de adquisición de la remagnetización.

Palabras clave: Devónico, ofitas, peridotitas, Zona Axial, paleomagnetismo.

Geogaceta, 77 (2025), 91-94

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108695>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

El obtener información sobre la magnetización primaria en rocas de la Zona Axial Pirenaica es un reto que es necesario abordar para comprender mejor la evolución cinemática de esta zona y su relación con el Macizo Ibérico. Se ha apuntado a que las intrusiones plutónicas durante la transtensión final Varisca (hace unos ~290-300 Ma) han producido remagnetizaciones en las rocas devónicas (Pastor-Galán *et al.*, 2021). Además, la extensión en el Mesozoico y el metamorfismo asociado han podido producir remagnetizaciones en rocas del Paleozoico, como ocurre en la zona norte de la Zona Axial (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2020).

La Zona Axial Pirenaica en la que se ha muestreado constituye una zona con deformación "intermedia" del Orogéno Varisco, con metamorfismo de bajo grado, plutonismo tardío, vulcanismo y cinturones de pliegues y cabalgamientos (Carreras y Druget, 2014), por lo que se ha relacionado con la Zona Asturoccidental Leonesa o con la Zona Centro-Ibérica en algunas reconstrucciones (García-Sansegundo *et al.*, 2011; Simancas *et al.*, 2019). Además, la Zona Surpirenaica ha sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos y de fábricas magnéticas (Pocoví *et al.*, 2014 y referencias; Pueyo *et al.*, 2017). Estos datos aportan información sobre la evolución cinemática durante la Orogenia

Alpina. En concreto, es de destacar en la Zona Surpirenaica (Sierras Interiores) la presencia de una remagnetización postpliegue generalizada y portada por magnetita en rocas del Mesozoico (algo rotada en sentido horario) (Oliva-Urcia, 2004; Izquierdo-Llavall, 2014).

En este trabajo se presentan nuevos datos paleomagnéticos de 26 estaciones de rocas sedimentarias e ígneas del Paleozoico principalmente, con el objetivo de aportar la información sobre la magnetización primaria, o en su defecto, comprender lo que la información de la magnetización secundaria (remagnetización) permite deducir de la evolución de las rocas que hoy encontramos en la Zona Axial (y alrededores).

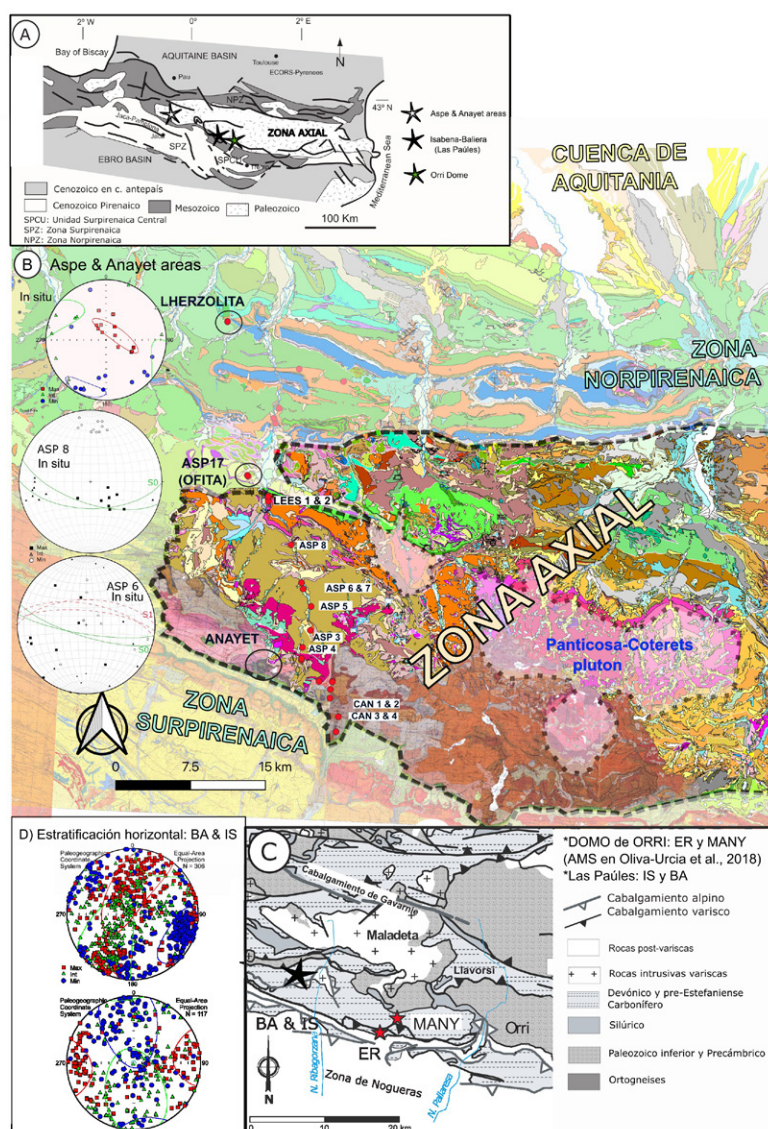


Fig. 1.- Localización de la zona de muestreo sobre el mapa geológico A) general del Pirineo ístmico, B) Valle del Aspe (BRGM, IGME), C) Zona del Domo de Orri (ER & MANY, Oliva-Urcia *et al.* (2018)) y de Laspaúles (BA & IS). Los materiales de la Zona Axial son Precámbricos y Paleozoicos. Los de las Zonas Norpirenaica y Surpirenaica son Mesozoico-Cenozoicos. Se presentan ejemplos de fábricas magnéticas del Devónico y de lherzolitas en coordenadas geográficas (B), y con la estratificación corregida a la horizontal (D) con la estratificación corregida a la horizontal. Nótese la dispersión de los ejes en ASP 6, la verticalidad de la lineación magnética (eje kmax) en las lherzolitas o la fábrica magnética "tectónica" variable en la zona de Laspaúles. Proyección estereográfica en hemisferio inferior. S_0 : plano de estratificación, S_1 : plano de foliación tectónica. Estudios previos de paleomagnetismo y de fábricas magnéticas en la cuenca de Mauléon (cuenca Cretácica marcada como Zona Norpirenaica en mapa B) se han publicado en Oliva-Urcia *et al.* (2010a) y (2010b). Estudios de fábricas magnéticas y de paleomagnetismo de las facies rojas en áreas de Anayet y Somport se han publicado en Gil *et al.*, (2002) y Oliva-Urcia *et al.* (2012). Ver figura en color en la Web.

Fig. 1.- Location of the sampling zone on the geological map A) general of the Pyrenees, B) Gave d'Aspe (BRGM, IGME), C) Orri Dome (ER & MANY, Oliva-Urcia *et al.* (2018)) and Las Paules (BA & IS). Rocks in the Axial Zone are Precambrian and Paleozoic. Rocks in the North Pyrenean and South Pyrenean Zones are Mesozoic-Cenozoic in age. Some examples of the magnetic fabric are also shown from Devonian units and lherzolites in B) in situ and in D) with bedding plane corrected to horizontal. Note the scattering of axes in ASP6, the high inclination of the magnetic lineation (kmax axes) in the lherzolites or the different tectonic fabric seen in Las Paules zone. Stereographic projection in lower hemisphere. S_0 : bedding plane, S_1 : tectonic foliation. Previous paleomagnetic and magnetic fabric studies in the Mauléon basin (area marked as North Pyrenean Zone in map B) are published in Oliva-Urcia *et al.* (2010a) and (2010b). Magnetic fabrics and paleomagnetic studies of red beds in Anayet and Somport nearby areas are published in Gil *et al.*, (2002) and Oliva-Urcia *et al.* (2012). See coloured figure in the web.

Localización geológica y muestreo

La zona de muestreo principal se localiza al oeste de la Zona Axial, en el valle del Aspe (rocas sedimentarias principalmente

del Devono-Carbonífero) y en los alrededores de Anayet (Fig. 1), particularmente en los sills basálticos que aparecen intercalados entre las facies rojas del Pérmico del Macizo de Anayet (la fábrica magné-

tica de estas últimas se ha publicado en Gil *et al.*, 2002). Además, hay 4 puntos de muestreo en rocas devónicas, localizados en la parte centro-meridional de la Zona Axial (Laspaúles y Domo de Orri algo más al Este). Se cuenta además con los datos de ofitas localizadas en las facies del Keuper en la parte oeste de la falla Norpirenaica, en el Cretácico superior (muestras con siglas: LEES) y en las lherzolitas (peridotitas) localizadas algo más al norte. El momento del emplazamiento de estas últimas también es objeto de controversia (Lagabriele y Bodinier, 2008).

Las unidades devónicas se relaciona con el margen norte de Gondwana, margen pasivo de plataforma continental. En la Zona de Las Paúles los estudios de conodontos han permitido datar con precisión estos afloramientos como Praguense-Emsiense inferior (Martínez-Pérez y Valenzuela-Ríos, 2014).

La extensión durante el Mesozoico permite el emplazamiento de rocas volcánicas y subvolcánicas, que aquí aparecen muestreadas en las ofitas (ASP17) y el depósito en plataforma somera del Cretácico Superior (LEES 1 y 2).

Metodología

Se han tomado muestras orientadas en campo, bloques y cilindros perforados con una perforadora de gasolina refrigerada con agua. Se han tomado datos de estratificación y foliación tectónica cuando ha sido posible. La desmagnetización por pasos, térmica y por campos alternos se ha llevado a cabo en los laboratorios de paleomagnetismo de las Universidades de Michigan, Burgos y Barcelona-CSIC (GEO3BCN), utilizando: magnetómetro criogénico 2G, horno Schonsted y desmagnetizador AF acoplado al criogénico. Se han realizado curvas termomagnéticas de muestras seleccionadas en el susceptómetro KLY3 de la Universidad de Zaragoza, y la balanza de Curie en la Universidad de Burgos. En total, se han desmagnetizado 26 estaciones con 5 a 19 muestras estándar por estación.

Resultados

Los resultados paleomagnéticos de las estaciones de la Tabla I aparecen resumidos en la Fig. 2.

Se observa un comportamiento paleomagnético diferente dada la variabilidad del tipo de roca. En los sills basálticos, tal y como señala Gil *et al.* (2002) hay presencia de magnetita y hematites como se constata en las temperaturas de des-

	Estación	Long WGS84	Lat WGS84	Litología	Edad (Fm)	Dirección S0	Dip	DD
Gave d'Aspe	ASP03	-0.54991	42.84624	Calizas y pizarras	Devono-Carbonífero	114	65	N (o)
Gave d'Aspe	ASP04	-0.55875	42.83051	calizas	Devono-Carbonífero	128	71	N
Gave d'Aspe	ASP05	-0.55029	42.86766	calizas	Devono-Carbonífero	108	85	N
Gave d'Aspe S	ASP06	-0.56118	42.88309	calizas	Devono-Carbonífero	107	76	S
Urdo ant.	ASP07	-0.56342	42.88871	calizas	Devono-Carbonífero	77	50	N
Gave d'Aspe N	ASP08	-0.57821	42.9224	calizas	Devono-Carbonífero	108	65	S
Urdo ant.								
Gave d'Aspe. S ant.								
Canfranc	CAN1-Rioseta	-0.51105	42.76965	calizas	Devónico N limb	153	19	NE
Canfranc	CAN2-Rioseta	-0.51105	42.76965	calizas	Devónico S limb	57	69	SE
Canfranc	CAN-3	-0.51307	42.75594	calizas	Devónico	42	60	S
Canfranc	CAN-4	-0.47339	42.76197	calizas	Devónico	137	45	N
Lees-Athas	LEES-1	-0.60957	42.96398	calizas	Cretácico Superior	120	85	N
Lees-Athas	LEES-2	-0.60855	42.96064	calizas	Cretácico Superior	120	88	N
Orri dome	ER1	31T 322573	4699114	calizas	Devónico Inferior (Fm Rueda)	170	37	W
Orri dome	ER2	31T 322518	4699113	calizas	Devónico Inferior (Fm Rueda)	175	21	W (o)
Orri dome	MANY1	31T 327055	4701693	calizas	Devónico Inferior (Fm Rueda)	62	88	S
Orri dome	MANY2	31T 327055	4701693	calizas	Devónico Inferior (Fm Rueda)	32	24	S(o)
Laspaúles	IS	0.593953	42.50937	calizas	Devónico Inferior	175	85	E
Laspaúles	BAL	0.659288	42.52879	calizas	Devónico Inferior	100	55	N (o)
Gave d'Aspe	ASP17	-0.63545	42.98278	Ofita	Ladiniense-Rhaetiense (Keuper)	-	-	-
Gave d'Aspe	PER	-0.66563	43.1181	Peridotita	Mesozoico	-	-	-
Sill-Aoavet.	AA2	-0.42674	42.76708	sill basáltico	Pérmico	95	80	N
Sill-Aoavet.	AM1	-0.42614	42.76984	sill basáltico	Pérmico	120	10	N
Sill-Aoavet.	CH1	-0.41801	42.76739	sill basáltico	Pérmico	140	41	S
Sill-Aoavet.	JA1	-0.41655	42.76607	sill basáltico	Pérmico	155	30	S
Sill-Aoavet.	JB1	-0.41587	42.75959	sill basáltico	Pérmico	86	14	N
Sill-Aoavet.	JB2	-0.41964	42.76569	sill basáltico	Pérmico	40	15	W

Tabla I.- Estaciones analizadas, localización, tipo de roca, edad, datos de estratificación, donde (o) indica plano invertido. DD: sentido de buzamiento. El fondo gris en el nombre de la estación marca pares de estaciones que forman un pliegue a escala métrica-decamétrica. Ver tabla en color en la Web.

Table I.- Analyzed sites, location, rock type, age, bedding data where (o) means overturned. DD: Dip Direction. Grey background in the site marks pairs of sites belonging to the same metric-decametric fold See table with colours in the web.

bloqueo finales, que pueden variar entre 580° y 620° C. Aunque se puede calcular una componente estable en la mayoría de las muestras, esta componente no se agrupa salvo en la mitad de las estaciones (AA2, JB2 y AM1) y es en dos de ellas donde se podría considerar primaria ya que es la de más alta temperatura que se dirige al origen (JB2, AM1) y se agrupan tanto in situ como con la estratificación corregida a la horizontal (Fig. 3.A). Las ofitas presentan una dirección muy homogénea en todas las muestras, con una temperatura de desbloqueo de 540° C posiblemente debida a magnetita, y con una media robusta que se agrupa in situ. La dirección media calculada (Dec, Inc: 193, -44, $\alpha_{95} = 7$) es muy similar a la componente paleomagnética remagnetizada que se encuentra en las Sierra Interiores. Por el contrario, las peridotitas analizadas muestran un comportamiento muy diferente, con una temperatura de desbloqueo muy baja (360° – 430° C) y una variabilidad que se traduce en una media con una dispersión alta (Dec, Inc: 264, -51 $\alpha_{95} = 45.6$).

Las rocas sedimentarias devónicas por lo general no presentan un buen agrupamiento de las direcciones paleomagnéticas por estación. El agrupamiento se da en 8 estaciones (del total de 16, es decir, el 50%). Tampoco se ha podido obtener una media fiable en ninguna de las estaciones muestreadas del Cretácico Superior.

Lo que se observa al comparar los datos de las estaciones in situ con los datos con la estratificación corregida a la horizontal es que en el valle del Aspe hay tres estaciones donde las direcciones paleomagnéticas se agrupan relativamente entre sí, una vez corregida la estratificación (CAN2, CAN1 y ASP6), Fig. 3.B. En ASP6 la componente calculada no se dirige al origen y se ha utilizado la intersección de círculos mayores. ASP3LT es la componente de baja temperatura (se desbloquea entre 300° y 360° C) que tiene significado estadístico para la estación. Por otro lado, es significativo ver que las direcciones de las muestras de rocas del Devónico del Pirineo Central se agrupan mejor por estación antes de corregir la estratificación, sugiriendo que la componente es una remagnetización Fig. 3.C. Si la remagnetización ha ocurrido en un mismo momento, se puede utilizar para restituir los movimientos relativos de las rocas durante las deformaciones Varisca/Alpina. Por otro lado, la remagnetización puede ser diacrónica. En cualquier caso, las componentes calculadas han tenido que tener una orientación hacia el norte-negativo o hacia el sur-positivo (en el Devónico, Iberia se localiza a unos 25° en el hemisferio sur), y en la actualidad aparecen rotadas, sugiriendo modificaciones fuera de plano durante la deformación que hayan experimentado.

Sin embargo, es interesante tener en cuenta que el Devónico es un periodo de tiempo donde el campo magnético terrestre ha sido débil a muy débil, y quizá no dipolar (van der Boon *et al.*, 2022; Hawkins *et al.*, 2019), por lo que las asunciones de dirección esperable han podido no darse.

Conclusiones

El estudio paleomagnético realizado en las rocas de edad devónica de la Zona Axial sugiere el desarrollo de remagnetizaciones, principalmente en la zona central -Domo de Orri y zona de Las Paúles-. En la parte occidental (Aspe y Anayet) parece que se ha preservado una componente que se agrupa relativamente mejor cuando la estratificación es corregida a la horizontal. Las ofitas registran una componente estable mientras que las peridotitas no. Los sills basálticos parecen indicar una componente primaria basculada.

Contribución de los autores

Oliva-Urcia: trabajo de campo, laboratorio, análisis, discusión y redacción. Pueyo Morer, Brusset, Souquet, Gil Imaz, Gil Peña: trabajo de campo, discusión y revisión de texto. Valenzuela Ríos y Liao trabajo de campo y revisión. A.M. Casas Sainz no puede figurar como autor, pero ha realizado trabajo de campo, discusión y revisión de texto.

Agradecimientos

Gracias a las personas de los laboratorios de paleomagnetismo de la Universidad de Michigan, Burgos y Barcelona (GEO3BCN) y al Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza por la facilidad en el uso del laboratorio y discusiones. Gracias a todos los gigantes que han estudiado y estudian la Geología Pirenaica. Investigación financiada por el Gobierno de Aragón (E32_23R: Grupo *GEOtransfer. Investigación para la Ciencia y la Sociedad*).

Referencias

- Carreras, J., y Druguet, E. (2014). *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 249-264. <https://doi.org/10.1144/SP405.7>
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L., & Clariana, P. (2011). *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 169-184.
- Gil, A., Lago, M., Galé, C., Pocoví, A., y

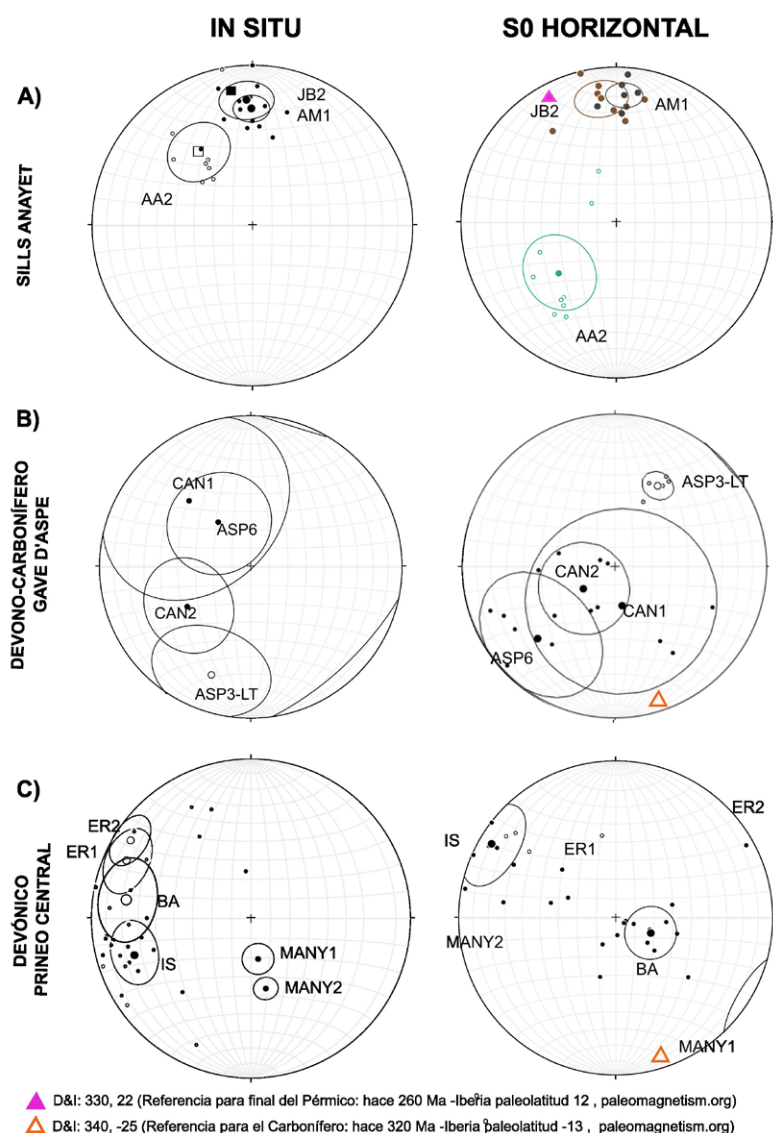


Fig. 2.- Proyección estereográfica de las muestras agrupadas por estación, en coordenadas geográficas (in situ) y con la estratificación corregida a la horizontal. Se representan las muestras que se agrupan en una dirección de manera significativa. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- Stereographic projection of the samples grouped by sites, in geographic coordinates (in situ) and with bedding corrected to horizontal. See coloured figure in the web.

Arranz, E. (2002). *Tectonophysics*, 350(1), 1-15.
[doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00078-1)
 Hawkins, L. M. A., Anwar, T., Shcherbakova, V. V., Biggin, A. J., Kravchinsky, V. A., Shatsillo, A. V., & Pavlov, V. E. (2019). *Earth and Planetary Science Letters*, 506, 134-145.
doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.035
 Izquierdo-Llavall, E. (2014). *Variaciones*

longitudinales en la estructura de la zona axial pirenaica: aportaciones de la fábrica magnética, el paleomagnetismo, la paleotermometría y la modelización analógica. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
 Izquierdo-Llavall, E., A. Menant, Ch. Aubourg, JP. Callot, G. Hoareau, P. Camps, E. Péré, & A. Lahfid. (2020.), *Tectonics* 39, no. 7: e2019TC005719.

Lagabriele, Y., y Bodinier, J. L. (2008). *Terra Nova*, 20(1), 11-21.

doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x
 Martínez-Pérez, C., Valenzuela-Ríos, J. I., Navas-Parejo, P., Liao, J. C., & Botella, H. (2011). *Journal of Iberian Geology*, 37(1), 45-64.

Oliva-Urcia, B. (2014). *Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 290pp.

Oliva-Urcia, B., Casas, A. M., Pueyo, E. L., Román-Berdiel, T., y Geissman, J. W. (2010a). *Tectonophysics*, 494(3-4), 165-179.

Oliva-Urcia, B., Roman-Berdiel, T., Casas, A. M., Pueyo, E. L., y Osacar, C. (2010b). *Journal of Structural Geology*, 32(3), 362-376.

Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L., Larrasoana, J. C., Casas, A. M., Román-Berdiel, T., Van der Voo, R., y Scholger, R. (2012). *Tectonophysics*, 522, 158-175.

Oliva-Urcia, B., Gil-Peña, I., Soto, R., Samsó, J. M., Antolín, B., y Pueyo, E. L. (2018). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 62, 291-322.

Pastor-Galán, D., Groenhof, O., Pueyo, E. L., Izquierdo-Llavall, E., Dinarès-Turell, J., y Dekkers, M. J. (2021). *Geophysical Journal International*, 227, (2), 849-874.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggab244>
 Pocoví-Juan, A., Anchuela, O. P., Pueyo, E. L., Casas-Sainz, A. M., Berdiel, M. R., Imaz, A. G., ... y Villalain, J. J. (2014). *Tectonophysics*, 629, 303-318.

doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.027

Pueyo, E. L., García-Lasanta, C., López, M. A., Oliván, C., Miguel, G. S., Gil-Garbi, H., y Lange, O. (2017). Metodología para el desarrollo de la BBDD paleomagnética de Iberia (EPOS-DDSS Iberian Paleomagnetism). In *MAGIBER X*. (pp. 94-99).
 Simancas, J. F. (2019). Variscan cycle. *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 2: The Variscan Cycle*, 1-25.

van der Boon, A., Biggin, A. J., Thallner, D., Hounslow, M. W., Bono, R., Nawrocki, J., y Da Silva, A. C. (2022). *Earth-Science Reviews*, 231, 104073.

doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104073

Cementación temprana por calcita en un frente deltaico de escala métrica: cambios en la calidad del reservorio

Early calcite cementation in a metre-scale delta front: changes in reservoir quality

Anna Travé^{1,5,*}, Miguel López-Blanco^{2,5}, Miquel Coll³, Irene Cantarero^{1,5}, Vinyet Baqués¹, Eloi Carola^{2,5}, David Cruset⁴ y Elisabet Playà^{1,*}

¹Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona (UB), 08028 Barcelona. atrave@ub.edu

²Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona (UB), 08028 Barcelona.

³GPR3D. Peñíscola, Spain.

⁴Geosciences Barcelona (GEO3BCN-CSIC). Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona

⁵Geomodels Research Institute. Facultat de Ciències de la Terra. Universitat de Barcelona (UB), 08028 Barcelona.

*Corresponding author

ABSTRACT

The Roda Sandstone corresponds to a lower Eocene delta located at the northern margin of the Graus-Tremp Basin in the South-Pyrenean foreland. The distribution of the different diagenetic products affecting a decameter-thick detrital delta-front regressive unit and the under and overlying transgressive carbonates are studied. The lower part of the sandy wedge contains nodules formed by precipitation of high magnesium calcite (HMC) during an early cementation stage which are absent in the upper part of the wedge. In the topmost part, there is a continuous zone cemented by low magnesium calcite (LMC). The $\delta^{18}\text{O}$ of the early calcite cement is interpreted as related to meteoric water input during regressive periods. Transgressive carbonate units are dominated by HMC, mostly from the bioclasts. Herein the early diagenetic processes, mostly precipitation of calcite cement, are the fundamental control on the main petrophysical properties of the sandstones, instead of the internal primary depositional architecture of the sand body. Furthermore, the presence or absence of this early calcite cement has been proven to be basic in controlling later diagenetic processes such as cracking, pressure-solution between bioclasts and millimetric fracturing. All of them highly affect the quality of the sandstone reservoir.

Key-words: Pyrenees, Roda Sandstone, Diagenesis, Eocene, Calcite Cement.

RESUMEN

La arenisca de Roda se corresponde con un delta del Eoceno inferior situado en el margen norte de la cuenca de Graus-Tremp en el antepaís surpirenaico. Se estudia la distribución de los diferentes productos diagenéticos en una secuencia regresivo-transgresiva de escala decamétrica. La parte inferior del cuerpo arenoso contiene nódulos formados por la precipitación de calcita con alto contenido en magnesio (HMC) durante una etapa temprana, que están ausentes en la parte superior de la secuencia. En la parte superior, existe una zona continua cementada por calcita con bajo contenido en magnesio (LMC). El $\delta^{18}\text{O}$ del cemento de calcita temprano se ha relacionado con el aporte de agua meteórica durante períodos regresivos. Las unidades carbonáticas transgresivas están dominadas por HMC, principalmente en los bioclastos. Aquí, los procesos diagenéticos tempranos son el control fundamental sobre las principales propiedades petrofísicas de las areniscas, en lugar de la arquitectura deposicional primaria. Además, se ha demostrado que la presencia o ausencia de este cemento temprano es básica en el control de procesos diagenéticos posteriores. Todos ellos afectan en gran medida a la calidad del reservorio.

Palabras clave: Pirineos, Areniscas de Roda, Diagénesis, Eoceno, Cemento de calcita.

Geogaceta, 77 (2025), 95-98

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108706>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introducción

Este estudio tiene como objetivo conocer la distribución de los diferentes tipos de cemento de calcita y discutir su efecto sobre la calidad del reservorio en análogos arenosos marinos poco profundos deltaicos sometidos a episodios transgresivos. Para comprender el reservorio, se ha realizado un estudio petrológico y geoquímico de la distribución del cemento carbonático dentro de una unidad regresiva detrítica de frente deltaico de espesor decamétrico y los depósitos de plataforma carbonática transgresiva infra- y suprayacentes.

Marco Geológico

Los Pirineos son un orógeno alpino de dirección E-W construido desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio debido a la colisión continental entre las placas Ibérica y Euroasiática. El afloramiento estudiado se localiza en la cuenca de Graus-Tremp, una cuenca desarrollada sobre la lámina cabalgante del Montsec durante el Paleoceno-Eoceno temprano.

La arenisca de Roda, del Eoceno inferior, pertenece al relleno de la cuenca de Graus-Tremp. La interpretación ambiental más aceptada se corresponde con un sistema deltaico de tipo Gilbert con influencia de marea (Puigdefàbregas *et al.*, 1985)

que muestra una tendencia general regresivo-transgresiva (López-Blanco, 1996 y López-Blanco, *et al.*, 2003). La arenisca de Roda se intercala hacia la cuenca con lutitas calcáreas. La alternancia de depósitos transgresivos y unidades de areniscas progradantes corresponden a secuencias transgresivo-regresivas de alta frecuencia (López-Blanco, 1996, Leren *et al.*, 2010). La mayor parte del volumen de areniscas se depositó en ambientes de frente deltaico y barras submareales.

Petrología, mineralogía e isótopos

La unidad estudiada es un cuerpo regresivo de arenisca de frente deltaico

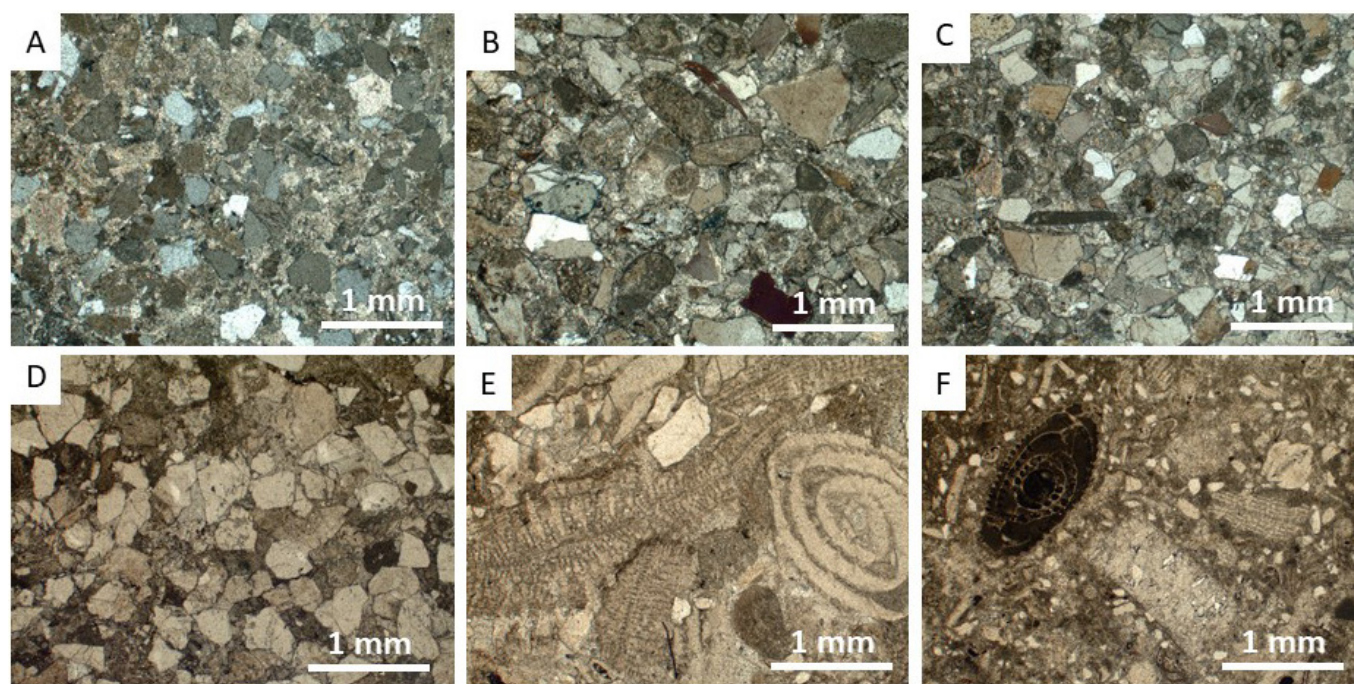


Fig. 1.- A y B) Arenisca altamente cementada por HMC; C) Arenisca altamente cementada por LMC; D) Arenisca mal cementada con granos de cuarzo y feldespato agrietados en una zona no cementada; E) Intervalo carbonático superior con abundante presión-solución entre bioclastos; F) Intervalo de calizas margosas inferiores. Ver figura en color en la versión web.

Fig. 1.- A and B) Highly cemented sandstone with HMC; C) Highly cemented sandstone with LMC; D) Poorly cemented sandstone with cracked quartz and feldspar grains in a non-cemented area; E) Upper limestone interval with abundant pressure-solution between bioclasts; (F) Lower marly limestones interval. See color figure on web.

progradante intercalado entre dos unidades de plataforma carbonatada.

Las areniscas están formadas por granos subangulares de cuarzo de tamaño medio, algunos componentes fósiles, cantidades menores de feldespato y pocos granos de carbonato, todos ellos cementados por un mosaico de cristales equidimensionales de calcita "blocky" con alto contenido en magnesio (HMC) y con bajo contenido en magnesio (LMC) (Fig. 1 y Tabla I).

El intervalo de calizas superiores está formado por un *packstones* de *Nummulites* y *Discocyclus* (Fig. 1E). El intervalo inferior está compuesto por una caliza margosa con operculina y otros fragmentos bioclásticos (Fig. 1F). Los productos diagenéticos incluyen la fracturación de los clastos detríticos, la presión-disolución entre los clastos detríticos y esqueléticos, y la cementación por calcita.

Las areniscas de frente deltaico presentan una zonación vertical relacionada con las características macroscópicas del cemento que las subdivide en tres zonas principales de base a techo (Coll et al., 2013): un cuerpo principal con una cementación nodular, un horizonte no cementado relativamente delgado y una unidad superior correspondiente con un nivel continuo muy cementado (Fig. 2).

Discusión

Del análisis de las muestras de las calizas y de las unidades de areniscas cementadas, se han distinguido las siguientes facies: calizas de plataforma carbonatada, areniscas altamente cementadas HMC (nódulos), areniscas altamente cementadas LMC (nivel continuo) y areniscas poco cementadas por LMC.

Los intervalos carbonatados inferior y superior, correspondientes a unidades de *packstones*, se caracterizan por más del 70% de HMC, menos del 20% de LMC, menos del 20% de cuarzo, valores relativamente altos de $\delta^{18}\text{O}$ y variables de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 2). Estos dos intervalos se interpretan como depósitos transgresivos de plataformas carbonáticas.

La zona de arenisca con nódulos incluye muestras con bajo contenido en cemento de calcita y nódulos con abundante cemento de calcita. En general, los intervalos mal cementados se caracterizan por más de 60% de cuarzo, contenido variable de LMC, ausencia de HMC, valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$, principalmente entre -6.8 y -6.2 ‰ VPDB, y valores de $\delta^{13}\text{C}$ ligeramente más pesados (Fig. 2). En estas zonas sin el cemento HMC temprano observamos tanto el

agrietamiento de los granos de cuarzo y feldespato en los intervalos más detríticos como abundantes estilolitos y *solution seams* por presión-disolución entre los bioclastos de los intervalos más carbonáticos. Los nódulos más cementados se caracterizan por un alto contenido de cemento HMC, contenido variable de LMC, bajo contenido de cuarzo, abundantes componentes esqueléticos, valores de $\delta^{18}\text{O}$ más elevados y valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$. Estas partes más cementadas corresponden a la precipitación de HMC durante una etapa temprana de cementación.

En la parte superior, la zona continua cementada por LMC, se ha interpretado como formada a partir de una mezcla de aguas marinas y meteóricas durante la máxima progradación del sistema deltaico. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la mayor parte de la secuencia regresiva de 7 metros de espesor muestran un patrón de espejo (Fig. 2), mientras que en la parte superior hay una covarianza entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más ligeros del cemento de calcita temprana (principalmente entre -6.8 y -5.1 ‰ VPDB) se interpretan como relacionados con el aporte de aguas meteóricas del continente durante períodos regresivos.

Muestra	Q%	LMC%	HMC%	FK%	Albita%	Calcita%	$\delta^{18}\text{O}\%$ VPDB	$\delta^{13}\text{C}\%$ VPDB
18	16	14	71			72	-5,27	-0,74
17	21	8	70			75	-6,05	-0,95
16	43	36		11	11	53	-8,02	-1,55
14	47	29		12	11	54	-6,01	-1,86
13	42	7	32	10	10	60	-6,37	-1,62
12	40	41		11	8	57	-5,07	-2,36
11	59	14		11	15	33	-6,36	-1,43
10	65	10		11	14	25	-6,29	-1,44
7	40	5	37	11	8	56	-5,87	-1,97
8	34	9	40	11	6	60	-5,12	-2,3
9	67	11		11	11	25	-6,18	-1,55
6	61	16		12	11	37	-6,85	-1,42
4	39	10	31	14	6	54	-6,67	-1,47
3	41	5	33	12	9	50	-5,24	-2,16
2	28	9	45	12	6	59	-5,37	-3,13
1	67	8		12	13	21	-6,67	-1,69
19	41	59				68	-6,25	-1,75
20	6	18	76			76	-4,81	-3,08

	Arenisca con fósiles marinos
	Arenisca sin contenido fósil
	Packstone de foraminíferos

Tabla I.- Mineralogía, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras estudiadas. El % de calcita se calcula a través del CO_2 producido por disolución con ácido fosfórico durante los análisis de isótopos. Q%, LMC%, HMC%, FK% y Albita% se calculan aproximadamente a partir de los análisis DRX. Ver figura en color en la versión web.

Table I.- Mineralogy, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the studied samples. The calcite % is calculated through the CO_2 produced by dissolution with phosphoric acid during the isotope analyses. Q%, LMC%, HMC%, FK%, and Albite% are calculated roughly from the DRX analyses. See color figure on web.

Conclusiones

El estudio mineralógico, petrológico e isotópico de una unidad regresiva detrítica de frente deltaico de espesor decamétrico de la Formación Roda revela cambios en la calidad del reservorio debido a la cementación temprana por calcita.

Las muestras con abundante cemento temprano de HMC corresponden a nódulos, que probablemente crecieron a partir de los componentes bioclásticos. La presencia de este cemento HMC evitó procesos diagenéticos posteriores como el agrietamiento del cuarzo detrítico y los feldespatos, la presión-solución entre bioclastos y la fracturación milimétrica del reservorio. Las muestras con abundante cementación con LMC del nivel continuo superior incluyen agrietamiento de los granos detríticos, solución a presión y fracturación milimétrica que indica un evento de cementación ligeramente posterior. Todos estos procesos afectan en gran medida la calidad del reservorio de arenisca. Por lo tanto, la precipitación

del cemento HMC, y más tarde de LMC, es el control fundamental sobre las principales propiedades petrofísicas de las areniscas, en lugar de la arquitectura deposicional primaria interna del cuerpo de arena, caracterizada por la progradación de los foresets.

Contribución de los autores

AT, MLB y MC concibieron la idea y organizaron la estructura y el contenido de la publicación. AT, MLB y MC redactaron el manuscrito, e IC, VB y EC prepararon las figuras. DC y EP tomaron fotografías del afloramiento, recolectaron las muestras en el campo y organizaron su preparación en secciones delgadas. Todos los autores revisaron la versión final del manuscrito.

Agradecimientos

Este trabajo ha contado con el apoyo de los Proyectos DGICYT PID2021-122467NB-C22 y PID2019-106440GB-C21 financiados por el Ministerio de Ciencia,

Innovación y Universidades/Agencia Estatal de Investigación/Fondo Europeo de Desarrollo Regional, Unión Europea, los Grups de Recerca reconegut per la Generalitat de Catalunya, 2021 SGR-Cat 00349 "Geologia Sedimentària" y 2021 SGR 00076 "Geodinàmica i Anàlisi de Conques". Nuestro agradecimiento también a los dos revisores anónimos y al Editor Károly Hidas.

Referencias

- Coll, M., López-Blanco, M., Queralt, P., Ledo, J., y Marcuello, A. (2013). *Geologica Acta* 11, 27-43.
<https://doi.org/10.1344/105.000001778>
 Leren, B. L. S., Howell, J., Enge, H., & Martinus, A. W. (2010). *Sedimentary Geology*, 229(1-2), 9-40.
<https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2010.03.013>
 López-Blanco, M. (1996). *Estratigrafía secuencial se sistemas deltaicos en cuencas de Antepais: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepais Surpirinaica)*. Tesis

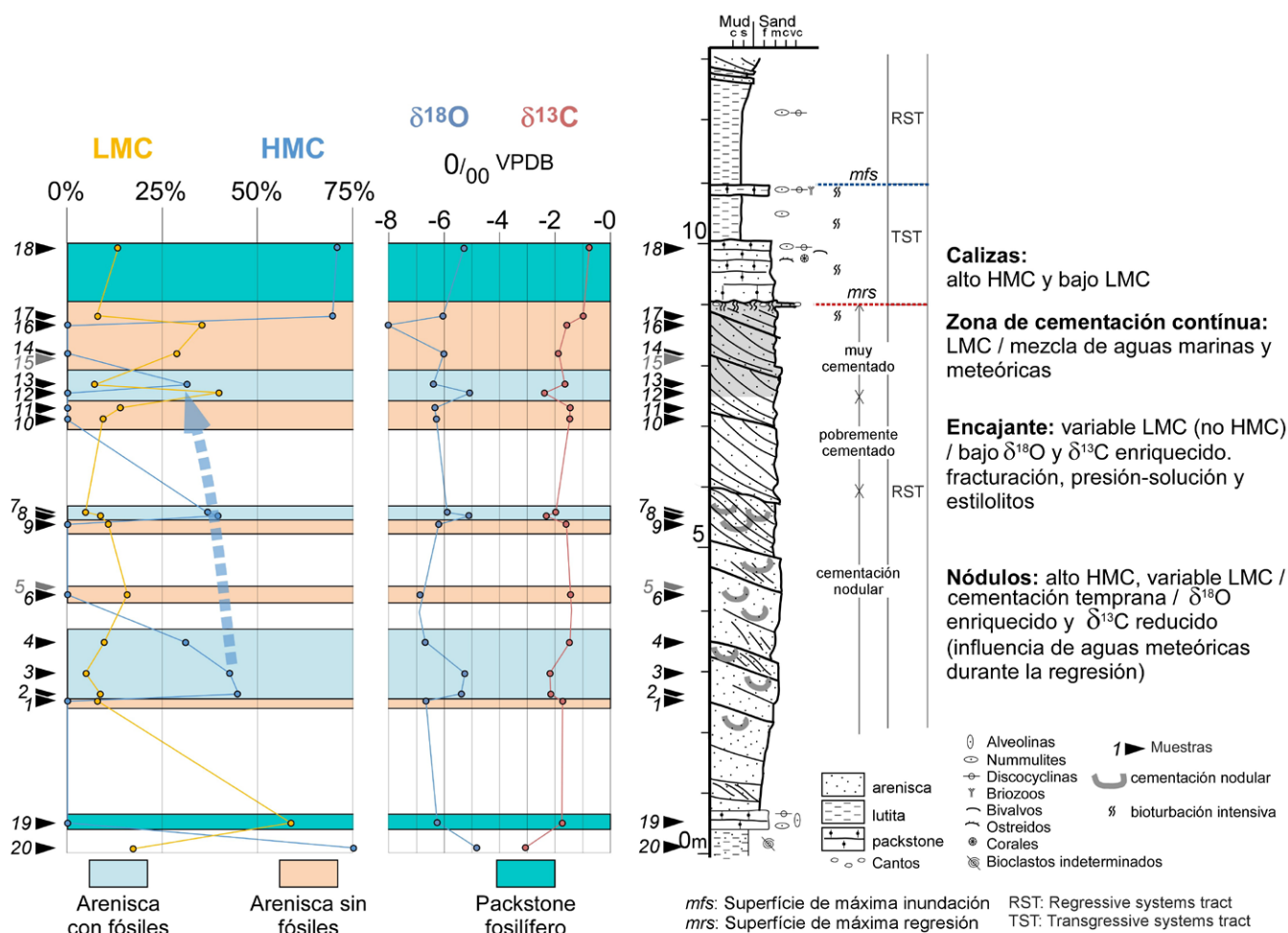


Fig. 2.- Gráfico que muestra el % de los diferentes cementos, y valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras distribuidas según la profundidad y su relación con las unidades de la columna estratigráfica y su subdivisión secuencial (columna modificada de Coll *et al.*, 2013). Ver figura en color en la versión web.

Fig. 2.- Graphic showing the % of different cements and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the samples distributed according to depth and their relation with the stratigraphic log units and its sequential subdivision (log modified from Coll et al., 2013). See color figure on web.

Doctoral. Univ de Barcelona.
López-Blanco, M., Marzo, M., Muñoz, J.A.
(2003). *Basin Research* 15, 73-96.

<https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00193.x>

Puigdefàbregas, C., Samsó, J.M., Se-

rra-Kiel, J., Tosquella, J. (1985). En: *6th IAS Regional Meeting of Sedimentology. Lleida. Spain*. Abstracts, 639-642.

Study of spatiotemporal evolution of landslides along the El Jebha-Amtar Corridor (Morocco) using InSAR techniques

Estudio de la evolución espaciotemporal de deslizamientos a lo largo del Corredor El Jebha-Amtar (Marruecos) utilizando técnicas InSAR

Rida Haddane^{1*}, Afaf Amine¹, Mohamed Saadi², Morad Taher², Mohamed El Amrani¹ and Soukaina Mouljebouj¹

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

² Applied Geosciences and Geological Engineering Research Team, FSTH, Abdelmalek Essaâdi University, B.P. 2117, Tétouan, Morocco.
soukainamouljebouj@gmail.com, geomorad@gmail.com

*Corresponding author

ABSTRACT

The El Jebha-Amtar corridor in northern Morocco experiences frequent landslides that threaten critical infrastructure, including the RN16 highway. This study employs Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR) with Sentinel-1 data (January–December 2019) to map ground deformation in the region, identifying displacements ranging from 20.71 mm uplift to -21.57 mm subsidence, especially concentrated near El Jebha. Analysis of rainfall data reveals its significant contribution to slope instability, with deformation patterns strongly influenced by the area's complex geology, characterized by fractured metamorphic rocks and active faulting. This integrated approach offers valuable insights for developing targeted landslide risk assessment and mitigation strategies specific to the El Jebha-Amtar corridor.

Key-words: Landslides, PSInSAR, El Jebha-Amtar Corridor, Rainfall, RN16, Hazard Assessment.

RESUMEN

El corredor El Jebha-Amtar en el norte de Marruecos enfrenta deslizamientos de tierra frecuentes que amenazan la infraestructura crítica, incluida la carretera RN16. Este estudio emplea la Interferometría de Dispersores Persistentes (PSInSAR) con datos de Sentinel-1 (enero-diciembre de 2019) para mapear la deformación del terreno en la región, identificando desplazamientos que van desde 20.71 mm de elevación hasta -21.57 mm de subsidencia, especialmente concentrados cerca de El Jebha. El análisis de datos de lluvia revela su contribución significativa a la inestabilidad de las pendientes, con patrones de deformación fuertemente influenciados por la compleja geología del área, caracterizada por rocas metamórficas fracturadas y fallas activas. Este enfoque integrado ofrece información valiosa para desarrollar estrategias de evaluación y mitigación de riesgos de deslizamientos de tierra específicas para el corredor El Jebha-Amtar.

Palabras clave: Deslizamientos de tierra, PSInSAR, Corredor El Jebha-Amtar, Lluvia, RN16, Evaluación de riesgos.

Geogaceta, 77 (2025), 99-102

<https://doi.org/10.55407/geogaceta108705>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 15/07/2024

Fecha de revisión: 30/10/2024

Fecha de aceptación: 29/11/2024

Introduction

Landslides are a major threat to the El Jebha-Amtar corridor in the Rif Mountains of northern Morocco, particularly affecting the RN16 highway that links Tétouan to Al Hoceima (fig. 1). The region's steep topography, complex geology, and frequent seismic activity make it highly susceptible to landslides, rockfalls, and mudflows, resulting in costly disruptions to transportation (Rmili and Janati, 1995; Lacroix, 1985; Fonseca et al., 2014). Despite slope reinforcement and road rehabilitation efforts, the risks remain substantial (Dardori, 1995; El Kharim, 2002).

El Jebha, a crucial port town along this route, faces frequent road closures due to landslides. Fractured rock formations, combined with heavy rainfall, exacerbate slope instability, endangering infrastructure and local communities (El Kharim et al., 2021; Obda et al., 2022). The

high velocity and long runout distances

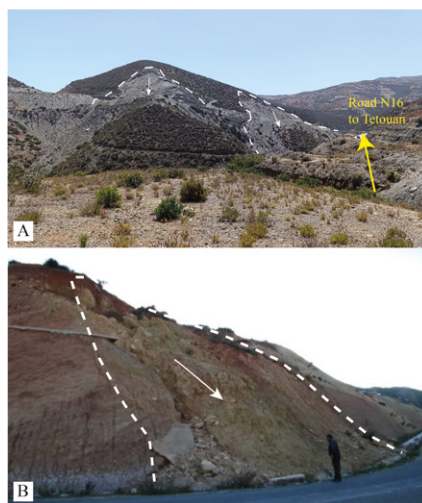


Fig. 1.- Landslide on El Jebha road (RN16). See color figure in the online version.

Fig. 1.- Deslizamiento de tierra en la carretera El Jebha (RN16). Ver figura en color en la versión web.

of rockfalls and avalanches pose significant hazards (Palma et al., 2012; Cignetti et al., 2021), highlighting the importance of thorough hazard assessments (Aleotti & Chowdhury, 1999; Dai & Lee, 2002; Van Westen et al., 2008; Mastere et al., 2013).

This study uses Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR) and Sentinel-1A satellite data to monitor ground deformation in the El Jebha-Amtar corridor. By analyzing displacement patterns and correlating them with rainfall data from 2019, the research aims to enhance landslide hazard assessments and inform mitigation strategies to safeguard the RN16 highway and nearby infrastructure (Meziane et al., 2018; Ghzala et al., 2019; Muhire et al., 2018).

Geological framework

The study area covers approximately 80 km², extending from El Jebha to Am-

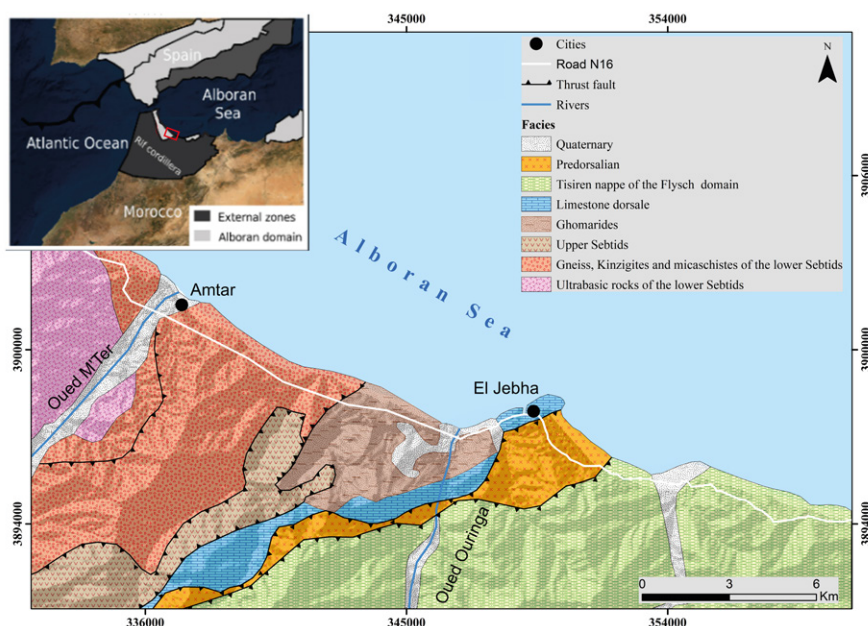


Fig. 2.- Geological map of the study area (modified from DIR. GEOL. MAROC, 2011; Kornprobst & Wildi, 1980). See color figure in the online version.

Fig. 2.- Mapa geológico del área de estudio (modificado de DIR. GEOL. MAROC, 2011; Kornprobst & Wildi, 1980). Ver figura en color en la versión web.

tar along the Mediterranean coastal road N16 (fig. 2). This region forms part of the Rif chain, which spans the northern coast of Africa and constitutes the southwestern end of the Betic-Rif-Tell orogeny. The mountain system has been uplifting over the past 70 million years due to the convergence of the African and Eurasian plates (Fonseca, 2014; Morel & Meghraoui, 1996).

The Rif chain is subdivided into three structural zones: internal; flysch nappes and external zones (Delga et al., 1962; Didon et al., 1973). The internal units, composed of a stack of allochthonous units from the Alboran domain, were overthrust on the African and Iberian borders (Chalouan et al., 2008).

Our study is situated in the internal zones where the Sebides unit consists of micaschistes, migmatite and granulite associated with mantle peridotite (fig. 2). This unit is overthrust through a regional

detachment by the Ghomarides, which include schist and greywacke affected by Variscan metamorphism and by weak Alpine recrystallization (Chalouan et al., 2001; Chalouan & Michard, 1990).

Climate

The climate of the El Jebha region is Mediterranean, with rainfall of 300 mm on average, occurring on the wet season from October to April, and peaking on November and December. June, July and August are dry months, occasionally including thunderstorms which bring heavy torrential downpours (fig. 4). The occurrence of these downpours in rather warm seasons enhance the infiltration of water into the fractured marl, limestone, and clay formations. Rains are, however, often torrential in nature even in wet seasons (Tag et al 2023). Average tempe-

ratures typically range between 20 and 32°C in summer and 7 and 22°C in winter.

Methodology

1. Persistent scatterer interferometry (PS-InSAR)

Data Collection

The SAR images used in this study were obtained from NASA's Alaska Satellite Facility (ASF) archive (<https://search.asf.alaska.edu/>). A total of 24 Sentinel-1A SAR images were acquired, with 12 images in ascending mode and 12 in descending mode, covering the period from January to December 2019.

PS-InSAR Technique

Persistent Scatterer Interferometry (PS-InSAR) is a powerful remote sensing technique used for monitoring ground deformation with high precision and temporal resolution. Unlike traditional InSAR methods, PS-InSAR focuses on identifying and analyzing stable scatterer points (persistent scatterers, PS) that exhibit coherent radar reflections over time. These points are typically associated with stable features such as buildings, rocks, and infrastructure, allowing for the detection of subtle ground movements (Ferretti et al., 2001).

In the context of landslide monitoring, PS-InSAR provides valuable insights into the spatial and temporal evolution of ground deformation (Singhroy et al., 2013; Cigna et al., 2019). By analyzing displacement time series derived from interferometric pairs, PS-InSAR can delineate areas prone to landslide activity and quantify displacement rates, aiding in understanding the underlying factors triggering landslides.

Data Processing

Interferometric and time series analysis

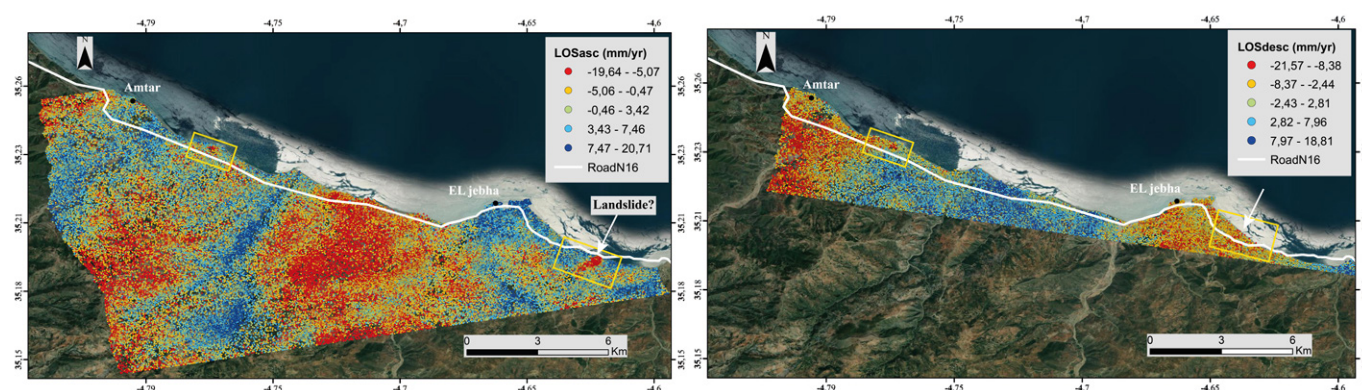


Fig. 3.- Average Line-Of-Sight velocities for Ascending (A) and Descending (B) mode during 2019. See color figure in the online version.

Fig. 3.- Velocidades medias de la Línea de visión para el modo Ascendente (A) y Descendente (B) durante 2019. Ver figura en color en la versión web.

were performed using the SNAP, SNAP2S-taMPS, and StaMPS/MTI software packages (Delgado Blasco et al., 2019; Foumelis et al., 2018; Hooper et al., 2012). A master image for each mode (22/06/2019 for ascending, 10/08/2019 for descending) was selected based on minimal perpendicular baseline values and high interferometric coherence. Images were cropped using the TopSAR Split operator, and precise orbit files were applied for accurate satellite position correction.

Co-registration was completed using the Back Geocoding operation with a 30-meter SRTM DEM. The images were then deburst and merged where necessary. Interferograms were generated and processed in StaMPS (Hooper et al., 2010) to identify persistent scatterer points based on phase noise characteristics. Phase unwrapping and corrections for look angle errors were applied, followed by atmospheric filtering to enhance accuracy.

The final displacement data were exported to QGIS for visual representation, and time series analyses were conducted using R/RStudio to produce the results.

2. Rainfall data

Rainfall data covering the period from January to December 2019 was obtained from the University of California, Irvine's Center for Hydrometeorology and Remote Sensing (CHRS) database (<https://chrsdata.eng.uci.edu/>). This data is pivotal in assessing the influence of precipitation on landslide occurrences in the study area.

Results and discussion

The InSAR analysis revealed significant displacement patterns across the El Jebha corridor. In the ascending mode, a total of 102,258 Persistent Scatterer (PS) points recorded line-of-sight (LOS) displacement values ranging from 20.71 mm of uplift to -19.64 mm of subsidence. In contrast, the descending mode analysis, which captured 41,174 PS points, detected displacements between 18.81 mm of uplift and -21.57 mm of subsidence (Fig. 3). These displacement patterns are predominantly concentrated in tectonically stressed regions, particularly the Ghomarides and Upper Sebides units, with significant activity observed around El Jebha (Fig. 2).

The daily precipitation data for El Jebha in 2019 (Fig. 4) provides critical insights into the temporal evolution of ground displacement. Notably, periods

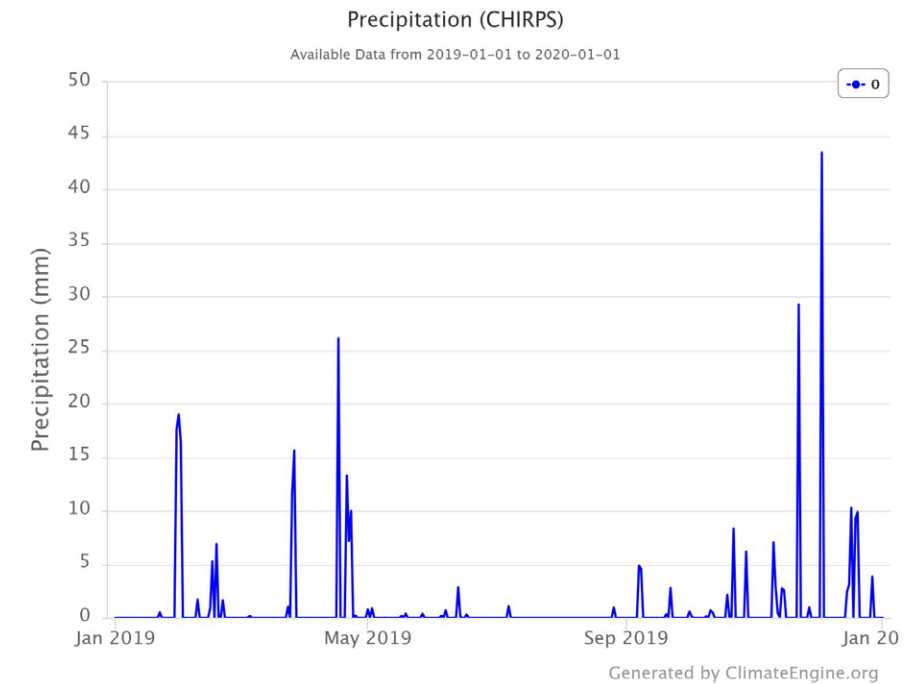


Fig. 4.- Daily Precipitation in El Jebha during 2019. See color figure in the online version.

Fig. 4.- Precipitación diaria en El Jebha durante 2019. Ver figura en color en la versión web.

of heavy rainfall in November and December corresponded with substantial increases in subsidence, especially during the months when precipitation levels exceeded 30 mm per day. This saturation

of fractured rock formations, particularly in the Upper Sebides and Ghomarides units, intensified landslide activity. Additionally, the Oued Outinga and Oued M'Ter river systems, mapped within these

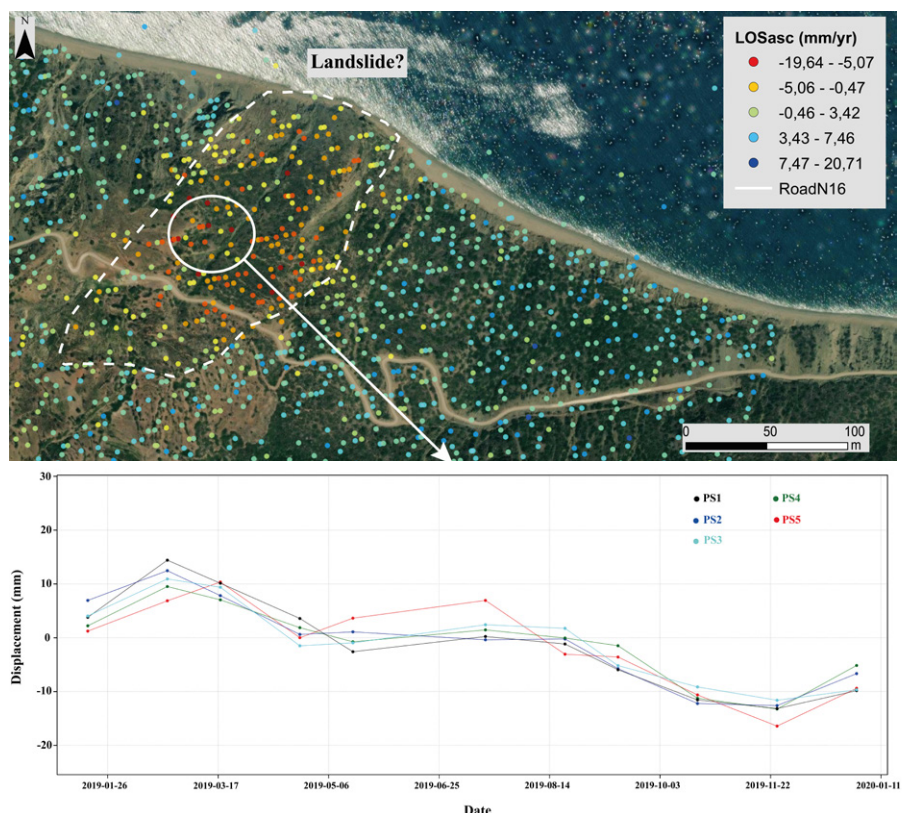


Fig. 5.- LOS time series with a cumulative displacement of -20mm of 5 PS, as illustrated in the flysch (Landslide) in Fig. 3. See color figure in the online version.

Fig. 5.- Serie temporal de la LOS con un desplazamiento acumulativo de -20 mm de 5 PS, como se ilustra en el flysch (deslizamiento) en la Fig. 3. Ver figura en color en la versión web.

units, further exacerbate erosional processes and slope destabilization during rainfall events.

In reference to Azizi et al. (2023), the reported subsidence rates in the El Jebha region varied from -14.28 cm to 2.21 cm in 2018, with significant displacements ranging from -6.06 cm to 5.97 cm in 2016, and extreme values recorded between -51.6 mm and 162 mm during 2017.

The November 2019 rainfall event was particularly noteworthy, coinciding with the highest recorded ground deformation in the descending mode, where subsidence reached -21.57 mm near El Jebha. This observation suggests that water infiltration through tectonic fractures plays a critical role in contributing to slope failures. In contrast, regions characterized by softer lithologies, such as the Predorsalian facies near Amtar, experienced minimal uplift, likely due to the presence of swelling clays or less compact sedimentary deposits.

The time series analysis presents the cumulative displacements of five Persistent Scatterers (PS) over the year 2019, illustrating a total displacement of approximately -20 mm. The graphs depict the line-of-sight (LOS) displacements recorded by the PS points, highlighting fluctuations that correspond with significant rainfall events. Peaks in the data indicate substantial subsidence, particularly following periods of heavy precipitation, which aligns with the temporal trends observed in the rainfall data for El Jebha. The graphical representation showcases how the displacements vary across different PS points, with some points exhibiting more pronounced subsidence than others. This information reinforces the correlation between precipitation and ground instability, emphasizing the importance of monitoring these changes to assess landslide risk effectively in the region (fig.5)

Conclusions

This study highlights the critical impact of rainfall on ground displacement patterns in the El Jebha-Amtar corridor, analyzed through Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR) over 2019. Significant subsidence and uplift were observed, particularly in response to heavy precipitation events in November

and December, with displacement values reaching up to -21.57 mm. The findings underscore how saturated fractured rock formations in tectonically stressed regions, such as the Ghomarides and Upper Sebtides units, can significantly exacerbate landslide activity.

The integration of PSInSAR data with daily precipitation records reveals a clear relationship between rainfall and slope stability, emphasizing the need for continuous monitoring and early warning systems in this landslide-prone area. Future research should focus on long-term monitoring strategies and predictive modeling that incorporates geological and climatic factors. By addressing these aspects, this study contributes to improved risk management and informs infrastructure planning to mitigate the impacts of ground instability on local communities.

Contribution of the authors

Rida Haddane: Data acquisition, figure editing, fieldwork, surveys, data analysis, manuscript writing.

Afaf Amine and Mohamed Saadi: Fieldwork, surveys, revision of the manuscript, supervision, and coordination.

Morad Taher: manuscript revision of the manuscript, realization and interpretation of Daily Precipitation

Mohamed El Amrani: Design, manuscript writing, drafting the manuscript, realization.

Soukaina Mouljebouj: Design and conceptualization, manuscript writing, drafting the manuscript.

References

- Azizi, B., Hakdaoui, M., Raji, M. and Taazouzte, M. (2023). *Ecological Engineering & Environmental Technology*, 24. <https://doi.org/nqrz>
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Bar-gach, K., Jabaloy, A., Ahmamou, M., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Sanz de Galdeano, C., y Akil, M. (2001). *Geogaceta* 29, 40-42.
- Chalouan, A. and Michard, A. (1990). *Tectonics* 9, 1565-1583. <https://doi.org/c26nfx>
- Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, Kh.E., Negro, F., Lamotte, D.F.D., Soto, J.I. and Saddiqi, O. (2008). *Continental Evolu-*

tion: The Geology of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 203-302.

<https://doi.org/cm33nh>

Cigna, F., Tapete, D., Garduño-Monroy, V.H., Muñoz-Jauregui, J.A., García-Hernández, O.H., Jiménez-Haro, A. (2019). *Remote Sensing* 11, 2341.

<https://doi.org/gqqjlx>

Dardori, M. (1995). *Sémin. "Glissements de terrain. Cas des talus du Rif."*

Delga, M. D., Hottinger, L., Marçais, J., Mat-tauer, M., Milliard, Y. and Suter, G. (1962). *Livre Mém. P. Fallot*, 1, 399-422.

El Kharim, Y. (2002). *Etude des mouve-ments de versants dans la région de Tétouan (Rif occidental): Inventaire, analyse et cartographie*. These Dr es Sci Univ Abdelmalek Essaadi, Tétouan.

Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F. (2001). *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 39, 8-20.

Fonseca, A.F. de P.S.C. (2014). *Large deep-seated landslides in the northern Rif Mountains (Northern Morocco): inventory and analysis*. Tesis Doctoral, Univ. de Lisboa, 171 p.

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

Hooper, A., Spaans, K., Bekaert, D., Cuen-ca, M.C., Arikian, M., Oyen, A., 2010. *StaMPS/MTI manual*. Delft Institute of Earth Observation and Space Systems Delft University of Technology, Kluiverweg 1, 2629.

Kornprobst, J., Wildi, W., Uttinger, J., Bourrouilh, R., Herb, R., Wernli, R., Lopez, H., Feinberg, H. and Maurer, G. (1975). *Carte géologique du Rif. Talem-bot. Echelle 1/50 000. Feuille NI-30-XIX-2d. Notes Mém.*, Serv. Géol. Maroc, 290.

Morel, J.L. and Meghraoui, M. (1996). *Geology* 24, 755-758.

Singhroy, V., Charbonneau, F., Li, J. and Couture, R. (2013). *Landslide Science and Practice*. Springer Berlin Heidel-berg, Berlin, Heidelberg, pp. 475-478.

<https://doi.org/nnqp>

Taj, B., MasTere, M., el Fellah, B. and Ben-zougagh, B. (2023). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre* 45-59.

NORMATIVA PARA LA PRESENTACIÓN DE MANUSCRITOS

Introducción

GEOGACETA es una revista de periodicidad semestral en la que se publican artículos cortos, ORIGINALES E INÉDITOS, no presentados simultáneamente a otra publicación, cuyos contenidos abordan cualquier aspecto de las Ciencias de la Tierra, y particularmente de la Geología. Los artículos publicados en GEOGACETA se caracterizan por mostrar los últimos avances científicos en Ciencias de la Tierra, presentando para ello datos originales correspondientes a observaciones de campo, datos elaborados en gabinete, datos experimentales (obtenidos en laboratorio y campo), modelización analógica y matemática, y todo ello a distintas escalas de observación.

Los artículos publicados en GEOGACETA han sido necesariamente presentados en las Sesiones Científicas de la Sociedad Geológica de España (SGE). Quienes deseen presentar una comunicación en una Sesión Científica de la SGE deberán acceder a la dirección web de la revista, dentro del Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). También es posible acceder al portal a través del enlace que hay en la página web de la SGE (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). En dicho portal existen instrucciones concretas sobre el procedimiento a seguir. Todo el proceso de gestión editorial del manuscrito se hace a través de Internet. Por acuerdo del Consejo Asesor de fecha 25 de octubre de 2012, las fechas límite para la recepción de manuscritos serán las del 1 de febrero y 1 de julio para las sesiones científicas de mayo y noviembre, respectivamente. Una vez completado el proceso de remisión electrónica correctamente, uno de los autores -aquel que se identifica como responsable de la correspondencia electrónica- recibirá un mensaje electrónico. En caso de que el proceso de remisión se complete con posterioridad a las respectivas fechas límite, o bien, si ya se hubieran recibido previamente más de cincuenta manuscritos para la sesión, el trabajo en cuestión quedará registrado para la siguiente sesión científica.

Las comunicaciones deberán ir firmadas por algún Miembro de la Sociedad Geológica de España y serán presentadas por alguno de los firmantes del trabajo. Cada Miembro de la Sociedad puede presentar un máximo de dos comunicaciones en cada sesión científica, y aquellos que no sean miembros de la Sociedad solo podrán presentar una única comunicación.

Protocolo editorial

Los manuscritos serán remitidos en un documento estándar (plantilla de referencia) que deben utilizar los propios autores. La citada plantilla está disponible en la Web de la revista (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los manuscritos estarán redactados en castellano o en inglés. La extensión máxima del trabajo no podrá sobrepasar la equivalente a 4 (cuatro) páginas impresas de GEOGACETA, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas, tal y como aparece en la plantilla de referencia. De manera orientativa se informa que una página impresa de GEOGACETA viene a contener unos 6000 (seis mil) caracteres (letras y espacios entre palabras). Los autores deben rellenar un formulario declarando que los datos presentados son originales y no han sido publicados previamente. Los autores deben proponer cinco revisores científicos (referees), indicando de cada uno de ellos: nombre y apellidos, filiación institucional, dirección postal y e-mail. Los manuscritos serán revisados, al menos, por dos investigadores que sean especialistas en la temática del manuscrito.

Los Editores de GEOGACETA se encargarán de gestionar la revisión de los manuscritos recibidos a través de la plataforma RECYT (<https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>). Los Editores cuentan con los miembros del Consejo Científico y aquellos otros investigadores que por su prestigio puedan actuar como revisores de los manuscritos recibidos. Cada año se publicará en el número del segundo semestre la relación de revisores. Cada manuscrito será revisado, al menos, por dos revisores -inicialmente anónimos- que, en al menos el 90% de los casos, no pertenecerán al Consejo Asesor. Quedará a criterio del revisor identificarse si así lo quiere. Una vez se disponga de los informes de los especialistas (revisores científicos) los Editores emitirán una primera decisión sobre el manuscrito y enviarán a los autores todos los formularios y comentarios que se han hecho sobre el propio manuscrito, incluidos los de los propios editores. Los autores dispondrán de al menos quince días para hacer las modificaciones oportunas y justificar mediante un informe precep-

tivo los cambios introducidos en el manuscrito y las posibles discrepancias con las opiniones expresadas por los revisores. Recibidos dichos documentos los Editores podrán solicitar un nuevo proceso de revisión del manuscrito. Con los nuevos manuscritos e informes, los Editores elevarán un informe al Consejo Asesor (integrado por los miembros de la Junta de Gobierno de la SGE), quienes estimarán finalmente la conveniencia o no de la admisión del manuscrito correspondiente. El Consejo Asesor se reunirá al menos dos veces al año. El manuscrito quedará definitivamente aceptado una vez haya sido presentado en una Sesión Científica de la SGE (la fecha de aceptación del manuscrito coincidirá con la fecha de celebración de la citada sesión). En caso de la no admisión de un manuscrito este le será devuelto al autor con una breve nota explicativa de las razones que justifican tal decisión. El no cumplimiento de la normativa expuesta para la preparación del manuscrito (ver más adelante) será motivo suficiente para la no admisión del mismo.

En la fase final, previamente a la aceptación definitiva del manuscrito, para asegurar la calidad óptima de todas y cada una de las partes del artículo, se remitirá a los Editores de manera independiente además de la plantilla, el texto del manuscrito en un documento de Word convencional y cada una de las figuras y tablas. Los ficheros de imagen, con resolución suficiente (600 ppp en su tamaño de impresión), se facilitarán en los siguientes tipos de formato: TIFF o JPG.

El Comité Científico de GEOGACETA, a través del Consejo Asesor, ofrece la posibilidad de publicar comentarios a los artículos publicados, que quedarán incluidos en la sección "GEOGACETA DEBATE". Los comentarios tendrán una extensión máxima de una página impresa (6000 caracteres) e irán seguidos de una réplica de los autores, también con una extensión máxima de una página. El procedimiento de envío de comentarios y réplicas se hará a través de Web de la revista.

Derechos de autor y difusión de los trabajos

Los derechos de autor (*Copyright*) de todos los artículos publicados en Geogaceta pertenecen a los autores. Los autores concede a la Sociedad Geológica de España el derecho de la primera publicación, y concede de manera no exclusiva la distribución de la versión final del trabajo en cualquier formato (digital o impreso). También ceden de manera no exclusiva los derechos comerciales a la SGE, en concreto para la distribución de la versión impresa de GEOGACETA. Estos artículos se publican bajo la licencia Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/), que permite copiar, transformar el trabajo, pero si se distribuye transformándolo, el nuevo trabajo debe distribuirse bajo la misma licencia, y nunca con propósitos comerciales, al tiempo que se reconoce la autoría y la publicación original en GEOGACETA. Por lo tanto, los autores tienen derecho a publicar su trabajo en línea (auto-archivo), una vez se haya publicado en la web de GEOGACETA, de la Sociedad Geológica de España.

Preparación del manuscrito

En la plantilla de referencia es necesario cumplimentar o rellenar todos y cada uno de los siguientes campos:

- a) Título / Title.** Breve e informativo.
- b) Autores/as:** Nombre y apellidos, dirección postal completa y e-mail de todos los autores. Se debe indicar con un * el *corresponding author* ((poner en cursiva corresponding author))
- c) Abstract y Resumen:** Los artículos incluirán un «Abstract» en inglés y un Resumen, ambos contendrán la misma información, y deberán dar una idea clara del contenido y conclusiones de la comunicación. La extensión máxima del abstract no debe ser superior a 200 palabras. La extensión máxima del resumen no debe ser superior a 200 palabras. En el abstract/resumen no pueden incluirse referencias.
- d) Key Words y Palabras Clave:** Máximo de 5 palabras clave en inglés (key words) y las mismas en español (palabras clave).
- e) Texto principal:** Su estructura general constará de un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de éstos y conclusiones. Las tablas y figuras deberán estar distribuidas de manera coherente a lo largo del texto, y siempre de acuerdo con la plantilla

de referencia.

f) Contribución de los autores: Para artículos con varios autores se indicará en este apartado, después de cada apellido de los autores, las tareas realizadas por cada uno utilizando las siguientes actividades o campos en los que se contribuye: Estructura del trabajo, metodología, adquisición de datos, edición, figuras, revisión del manuscrito, investigación/análisis, coordinación, supervisión.

g) Agradecimientos: Se debe hacer referencia expresa a las fuentes de financiación: "El presente trabajo ha sido financiado por los proyectos REFERENCIA, REFERENCIA, de... (indicar institución que financia), por la beca (indicar institución y autor beneficiario)". Si no se ha recibido financiación alguna, se debe incluir una frase del siguiente tipo: La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro. Además, El Comité Editorial y el Consejo Asesor de GEOGACETA sugieren que en este apartado se cite expresamente el agradecimiento a los revisores identificados o anónimos.

h) Referencias: Se presentarán en orden alfabético de autores, hasta un máximo de 20 referencias. En cada una de las referencias se omitirá el título del trabajo en el caso de artículos en revistas o en libros de actas y comunicaciones de Reuniones y Congresos. Véase los ejemplos siguientes:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. y Santanach, P. (2010). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. y Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME, Madrid, 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones 1, 67-70.

Importante: Las referencias que dispongan de DOI, deberá indicarse el DOI con un enlace debajo de cada referencias: <https://doi.org/...> Para buscar el DOI de un trabajo se puede utilizar la siguiente Web de Crossref: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

Si el trabajo es muy extenso (máx. 4 pág.), es conveniente abreviar la dirección del DOI. Para generar una dirección del DOI abreviada, se puede hacer en la siguiente Web: <https://shortdoi.org/>

i) *Tablas*: Se ordenarán correlativamente con numeración romana. Los autores deberán cerciorarse de su legibilidad una vez insertadas en la plantilla de referencia.

j) *Figuras y fotografías*: Se computarán conjuntamente e irán numeradas correlativamente con numeración arábica. En todos los mapas y en las figuras y fotografías que se considere conveniente deberá ir una escala gráfica. Los autores deberán cerciorarse de la legibilidad de cada una de las figuras insertadas en la plantilla de referencia. Para el diseño de las figuras se deberá tener en cuenta el tamaño de caja máximo de las páginas de GEOGACETA (240 x175 mm), que a su vez se subdivide en tres columnas. Es importante elegir correctamente los grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc. para conseguir una calidad óptima. El tipo de letra y tamaños aconsejados para la realización de las figuras está indicado en la plantilla que puede descargarse en la Web de la revista. Si una figura se compone a su vez de otras figuras y/o fotografías, cada una de ellas debe nombrarse con una letra mayúscula, empezando por la letra A y siguientes letras en orden alfabético.

Existe la posibilidad de publicar todas las páginas en color del manuscrito (no se publican páginas sueltas). Cuando los autores devuelvan las pruebas de imprenta corregidas deben solicitar la impresión en color del manuscrito y asumir el importe correspondiente. También se contempla incluir páginas dobles o desplegables (DIN A3), cuyo costo suplementario también será asumido por los autores. En estos casos será imprescindible contactar previamente con los Editores.

k) *Pies de tablas, figuras y fotografías*. Deberán presentarse en castellano y en inglés, tal y como se indica en la plantilla de referencia.

Presentación de los manuscritos y Sesiones Científicas de la SGE

La presentación de las comunicaciones en las Sesiones Científicas se llevará a cabo mediante la combinación expositiva del texto principal del manuscrito y la proyección de las figuras que lo ilustran. En ningún caso el tiempo de exposición superará los 10 (diez) minutos de duración. Después de cada presentación los asistentes pueden interpelar y debatir con los autores por un tiempo limitado de 5 minutos.

Montaje y composición de los artículos

Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, previamente los Editores habrán revisado unas pruebas preliminares, las cuales también se hacen llegar a los autores. Solo se aceptarán modificaciones formales sobre las pruebas de imprenta. Los autores deben devolver las pruebas de imprenta en el plazo de siete días. Se contempla la posibilidad de suministrar separatas de los trabajos publicados. Podrán solicitarse con cargo a los autores, al precio que fije la imprenta y previo pago de las mismas, incluidos los gastos de envío. Para más información consultar al Editor.

Más Información

Para una información más detallada consultar la normativa e instrucciones para autores en la Web de la revista: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

GUIDE TO MANUSCRIPT SUBMISSION AND PREPARATION

GEOGACETA is a biannual journal in which short, original manuscripts are published. It includes articles, previously unpublished or not submitted simultaneously to another journal, on all aspect of Earth Sciences, mainly on Geology. Articles published in GEOGACETA are characterized by displaying the latest scientific advances in Earth Sciences based on filing original data corresponding to field observations, laboratory and experimental data, and analogical and mathematical modeling, all at different scales of observation.

Articles published in GEOGACETA must necessarily be presented at a Scientific Session of the Sociedad Geológica de España/Geological Society of Spain (SGE). Those wishing to present a paper at a scientific meeting of the SGE should access the website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. You can also access through the link on the SGE website (<https://sociedadgeologica.org/publicaciones/>). In this webpage there are specific instructions on how to proceed in the submission. The editorial management process for publishing the manuscript is done through the Internet. By agreement of the Advisory Board dated October 25, 2012, deadlines for receipt of manuscripts will be February 1 and July 1 for the scientific sessions in May and November, respectively. After completing the electronic submission process, the corresponding author will receive an email with the manuscript title, authors and reception date. If the submission process is completed after the deadline or if more than fifty manuscripts have been previously received for the corresponding session, the work will be registered for the next scientific session.

Manuscripts must be signed by at least one member of the SGE, and will be presented by one of the co-authors. Members of the SGE may submit up to two manuscripts in each scientific session, and those who are not members may only submit one.

Preparation of manuscript

In the reference template, available on the web, you must complete each of the following sections:

a) *Título / Title*. Brief and informative.

b) *Authors*: Full name, full postal address and e-mail for all authors. It is necessary to indicate with an * the corresponding author.

c) *Resumen / Abstract*: Articles should include a «Resumen» in Spanish and an Abstract, both containing the same information. They should be an informative summary that provides pertinent details of the research and conclusions. The resumen/abstract should not exceed 200 words. The resumen/abstract should not include references.

d) *Palabras Clave / Key Words*: Maximum of 5 keywords in Spanish (palabras clave) which should be the same as in English (keywords).

e) *Main text*: Its overall structure will consist of introduction, results, discussion and conclusions. Tables and figures should be distributed consistently throughout the text, and always in accordance with the reference template.

f) *Author contributions*: For articles with several authors, this section should indicate, after each surname, the tasks performed by each author using the following activities or fields in which he/she contributes: Structure of the paper, methodology, data acquisition, editing, figures, manuscript revision, research/analysis, coordination, supervision.

g) *Acknowledgements*: Express reference should be made to the sources of funding: "This work has been financed by the projects REFERENCE, REFERENCE, of... (indicate funding institution), by the grant (indicate institution and beneficiary author)". If no funding has been received, a sentence of the following type should be included: The present research has not received specific support from public sector agencies, commercial sector or non-profit organizations. Also add a text expressly citing personal acknowledgements and those to the identified or anonymous reviewers.

h) *References*: They should be sorted alphabetically by authors. For manuscripts headed by the same author, the reference order will be the following: first, the papers by a single author and sorted chronologically; secondly, the

manuscripts signed by 2 authors and first sorted alphabetically and, in the case of publications with the same co-authors, in chronological order; finally, the manuscripts signed by more than 2 authors sorted chronologically. In the case of journal articles, and abstract books of Meetings and Conferences, the title of the manuscript will be omitted. See the following examples:

Martínez Catalán, J.R. (2011). *Geogaceta* 50, 7-10.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Massana, E. and Santanach, P. (2010). *Revisita de la Sociedad Geológica de España* 23, 69-80.

García-Navarro, E. and Fernández, C. (2010). *Journal of Structural Geology*, doi: 10.1016/j.jsg.2010.04.004

Schumm, S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 p.

Díaz Molina, M. and Tortosa, A. (1996). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend and C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 292-299.

Aldaya, F., Martínez-García, E., Díaz de Federico, A., García Dueñas, V. and Navarro-Vilá, F. (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1042 (Lanjarón) y memoria*. IGME. 65 p.

Balanyá Roure, J.C. (1991). *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. PhD. Thesis, Univ. de Granada, 210 p.

Díaz Martínez, E. (1988). In: *II Congreso Geológico de España*. Abstracts 1, 67-70.

Note: References with a DOI should indicate the DOI with a link under each reference: <https://doi.org/....> To search for the DOI of a work you can use the following Crossref Web: <https://apps.crossref.org/SimpleTextQuery>.

If the paper is very long (max. 4 pages), it is convenient to abbreviate the DOI address. To generate an abbreviated DOI address, you can do it on the following website: shortdoi.org

i) *Tables*: They must be ordered consecutively with Roman numerals. Authors must ensure legibility once inserted in the reference template.

j) *Figures*: They should be numbered consecutively with Arabic numerals. All maps must contain a scale and geographic coordinates, and those figures and photographs deemed necessary must also contain a graphic scale. Authors should ensure the readability of each figure inserted in the reference template. For the design of the figures should be taken into account the maximum box size of the GEOGACETA pages (240 x175 mm), which in turn are divided into three columns. It is important to correctly choose the stroke widths of lines, text size, drawing pattern, etc., for optimum quality. The font type and size recommended for the realization of the figures is indicated on the template, which can be downloaded from the <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>. If a figure consists in turn of other figures and/or photographs, each must be named with a capital letter, beginning with the letter A and following letters in alphabetical order. Publish all of the manuscript pages in colour is possible (loose pages are not published in colour). When authors submit print proofs, they must apply colour printing of the manuscript and assume the corresponding amount. The inclusion of double or foldout pages (DIN A3) is also provided, whose extra cost should be also assumed by the authors. In these cases it is necessary to contact the editors previously.

k) *Figure and table captions*. They must be written in English and Spanish, as indicated in the reference template.

Editorial process/protocol

Manuscripts should be submitted using the reference template. This template is available in the website of the journal. Manuscripts should be written in Spanish or English. The maximum extent of work may not exceed the equivalent of 4 printed pages of GEOGACETA, including figures, tables and references. A printed page of GEOGACETA contains about 6000 characters (including letters and spaces between words). Authors must fill out a form stating that the data presented are original and have not previously been published. Authors must propose five scientific reviewers (referees), indicating for each of them: name, institutional affiliation and e-mail. Manuscripts will

be reviewed at least by two researchers -initially anonymous-, which must be experts in the subject of the manuscript (through the RECYT platform: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>).

GEOGACETA editors are responsible for managing the review of manuscripts. Editors are supported by members of the Scientific Board and by those researchers that for its prestige can act as reviewers. The list of reviewers is published each year in the number of the second semester. Reviewers must decide whether to be identified or remain anonymous. Once the reviewer comments are available, Editors will make a first decision on the manuscript, and all forms and comments made on the manuscript will be returned to the authors. Authors will have at least fifteen days to submit the revised version of the manuscript with the necessary modifications, together with a report of the changes introduced and possible discrepancies with the opinions expressed by the reviewers. Editors may request a second review of the manuscript.

Based on the reports and the quality of the revised manuscript, Editors will raise a report to the Advisory Board (composed by members of the Governing Board of the SGE), who will estimate finally whether or not the acceptance of the manuscript. The review date of the manuscript will coincide with that of the meeting of the Advisory Board. The Advisory Board will meet at least twice a year. The manuscript will be definitely accepted once it has been presented in a Scientific Session of the SGE (the approval date of the manuscript will coincide with that of the ending of the scientific session). In the case of the manuscript not being accepted, it will be returned to the author with a brief explanatory note with the reasons for that decision. Failure to comply with the aforementioned regulations for the preparation of the manuscript will be sufficient reason for rejection thereof.

Finally, prior to the final acceptance of the manuscript and to ensure optimum quality of the article, the authors must send to Editors independently, in addition to the template, the text without figures or tables in a Word file and each one of the figures and tables in separate files. Image files will be provided with sufficient resolution (600 dpi print size) in the following formats: JPG or TIFF.

The Scientific Board of GEOGACETA, through the Advisory Board, provides the ability to submit comments to published articles, which will be included in the "GEOGACETA DEBATE" section. Comments must be no longer than one

printed page (6000 characters), and will be published along with the reply of the authors, also with a maximum length of one page. The submission of comments and replies will be made through the website of the journal.

Copyright and Licensing

For all articles published in Geogaceta, copyright is retained by the authors. The authors assign to the Sociedad Geológica de España the right of first publication, public communication and non-exclusive distribution of the final version of the work in any format (digital or printed). They also transfer non-exclusively commercial rights to SGE, specifically for the distribution of the printed version of GEOGACETA. These articles are published under the Creative Commons [CC BY-NC-SA 4.0](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) license, which allows copying, transforming the work, but if it is distributed transforming it, the new work must be distributed under the same license, and never for commercial purposes, while acknowledging authorship and original publication in GEOGACETA. Authors have the right to publish their work online, once it has been published on the GEOGACETA website of the Geological Society of Spain.

Presentation of manuscripts in Scientific Sessions of the SGE

For the final acceptance of the manuscript, it must be presented in a Scientific Session of the SGE. In any case, the presentation time will not exceed 10 minutes. After each presentation, attendees can question and debate with the authors for a limited time of 5 minutes.

Mounting and formatting the manuscript in press

Authors will receive a print proof for correction. Previously the Editors have reviewed a preliminary print proof that will also reach the authors. Only formal amendments will be accepted in the print proofs. Authors should return proofs within seven days. The opportunity to supply reprints of published work is contemplated. They may be requested at the price fixed by the press, upon payment of the same, including shipping. For more information consult the Editor.

More information

For more detailed information, please consult the rules and instructions for authors on the journal's website: <https://recyt.fecyt.es/index.php/geogaceta>.

BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos:

Nombre: DNI/Pasaporte: Año nacimiento:

Dirección particular:

CP: Ciudad: Tel.:

Correo electrónico:

Dirección profesional:

CP: Ciudad: Tel.:

Correo electrónico:

Deseo recibir el correo en la dirección: Particular ☐ Profesional ☐

Solicita ser admitido en la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA como miembro

☐ Ordinario.

☐ Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).

☐ Ordinario residente en el extranjero.

Esta inscripción será presentada y aprobada en la siguiente asamblea
de socios de la Sociedad Geológica de España.

Fecha y firma del solicitante:

CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 65 € (soc. ordinario); 25 € (soc. estudiante o desempleado); 69 € (socio residente en el extranjero). Envía resguardo de pago de inscripción (las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio)

• Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta IBAN: ES0401822305680201531046(BBVA) de la C/ Toro 19. 37002 Salamanca.

Por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción.

Para transferencias desde el extranjero BIC: BBVA ESMMXXX. 01822305680201531046

DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco/entidad:

Dirección: CP:

Ciudad:

Nombre y apellidos:

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (24 dígitos):

IBAN	Entidad	Oficina	DC	Nº de cuenta

Envíenos esta hoja firmada a la dirección: SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias.

Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (200 €). Solicita más información en sge@usal.es

LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

Todas las publicaciones de la Sociedad Geológica de España son de acceso abierto y se pueden consultar en la página web de publicaciones. Además de 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 €
GEO-TEMAS 19	XIV Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico. Montañas de Courel	2022	25 €	30 €
GEO-TEMAS 20	XI Congreso Geológico de España, Ávila	2024	25 €	30 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			Socios	No Socios
GEO-GUIAS 1	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
GEO-GUIAS 2	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
GEO-GUIAS 3	Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
GEO-GUIAS 4	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 5	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria)	2008	20 €	30 €
GEO-GUIAS 6	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	20 €	30 €
GEO-GUÍAS 7	Pre-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 1)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 8	Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting, Zaragoza (vol. 2)	2011	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 9	Excursiones VIII Congreso Geológico de España	2012	10 €	15 €
GEO-GUÍAS 10	Guía de Excursiones IX Congreso Geológico de España, Huelva	2016	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 11	Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos XXX Aniversario de la Comisión de Tectónica de la SGE	2019	20 €	25 €
GEO-GUÍAS 12	Guías de Excursiones X Congreso Geológico de España, Vitoria-Gasteiz	2021	15 €	20 €
GEO-GUÍAS 13	Guías de excursiones XI Congreso Geológico de España, Ávila	2024	25 €	30 €

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la Geología de España con una aproximación multidisciplinar muy completa.

		Socios	No Socios
Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO	1999	50 €	50 €
Geología de España (incluye 2 mapas y CD) J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME	2004	25 €	30 €

Pedidos y forma de pago: Por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta de la SGE en la entidad BBVA: IBAN ES04 01822305680201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto del ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

SUMARIO / SUMMARY

HIDROGEOLOGÍA/HYDROGEOLOGY

- Aplicación de modelos semi-distribuidos de precipitación-aportación para evaluar los recursos disponibles en la Recarga Gestionada de Acuíferos. Caso del acuífero interfluvial Duerna-Peces (León) / *Application of semi-distributed precipitation-recharge models as a tool for Managed Aquifer Recharge. Case of Duerna-Peces interfluvial aquifer (León)* 59-62
Nuria Naranjo Fernández, Jorge Jódar Bermúdez y Sergio Martos Rosillo

- Hydrological modelling of daily flow in two restored playa-lakes in southern Spain (Córdoba province) / *Modelización hidrológica de paso diario en dos lagunas restauradas del sur de España (provincia de Córdoba)* 63-66
Marina Martínez-Caro, Alejandro Jiménez Bonilla and Miguel Rodríguez-Rodríguez

- Estimación de la recarga potencial en acuíferos detríticos mediante regadíos de invierno en choperas (España peninsular) / *Estimation of potential recharge in detrital aquifers through winter irrigation in poplar groves (peninsular Spain)* 67-70
Juan Antonio Luque-Espinar, María Ángeles Ripoll Morales, Francisco Bruno Navarro Reyes y Sergio Martos Rosillo

CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA/QUATERNARY AND GEOMORPHOLOGY

- Speleothems in karstic caves beneath paleoglaciers in the Central Pyrenees / *Espeleotemas en cuevas kársticas bajo paleoglaciares en el Pirineo Central* 71-74
Miguel Bartolomé, Ánchel Belmonte-Ribas, Reyes Giménez, Mario Bielsa, Gerard Cazenave y Ana Moreno

- Mapa morfotectónico de las comarcas de Viana y Valdeorras (noroeste de la Península Ibérica) / *Morphotectonic map in the Viana and Valdeorras regions (northwest Iberian Peninsula)* 75-78
Augusto Rodríguez García, Ángela Suárez Rodríguez, José María Toyos, Javier Fernández Lozano, Pedro Pablo Hernaiz Huerta y Julien Babault

PALEONTOLOGÍA/PALEONTOLOGY

- Estudio de los micromamíferos del yacimiento mesolítico de El Toral III (Llanes, Asturias) / *Study of the small mammals from the Mesolithic site of El Toral III (Llanes, Asturias)* 79-82
Aitziber Suárez-Bilbao, Naroa García Ibaibarriaga, Igor Gutiérrez-Zugasti, Rosa Arniz Mateos y Xabier Murelaga

- Estudio paleontológico de las tobas cuaternarias de Ocio (Álava, Cuenca Miranda-Trebiño) / *Paleontological study of the Quaternary tufas of Ocio (Álava, Miranda-Trebiño Basin)* 83-86
Zuriñe Larena, Josep Sanjuan, Ana Pascual, Julio Rodríguez-Lazaro, Mariano Larraz, Concha Arenas, Juan Ignacio Baceta y Xabier Murelaga

GEOMORFOLOGÍA Y GLACIOLOGÍA/GEOMORPHOLOGY AND GLACIOLOGY

- The deglaciation of the Ésera valley since the Pyrenean Last Glacial Maximum / *La deglaciación del valle del Ésera desde la Máxima Extensión del Hielo en los Pirineos* 87-90
Ixeia Vidaller, Ana Moreno, Penélope González-Sampériz, Sergi Pla-Rabé, Toshiyuki Fujioka and Juan Ignacio López-Moreno

PALEOMAGNETISMO/PALEOMAGNETISM

- ¿Qué aporta la información magnética de las rocas sedimentarias e ígneas de la Zona Axial Pirenaica a su evolución cinemática? / *What the magnetic information in sedimentary and igneous rocks tells us about the kinematics of the Pyrenean Axial Zone?* 91-94
Belén Oliva-Urcia, Emilio L. Pueyo Morer, Andrés Gil Imaz, Inmaculada Gil Peña, Stéphane Brusset, Pierre Souquet, José I. Valenzuela-Ríos y Jau-Chyn Liao

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA/PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

- Cementación temprana por calcita en un frente deltaico de escala métrica: cambios en la calidad del reservorio / *Early calcite cementation in a metre-scale delta front: changes in reservoir quality* 95-98
Anna Travé, Miguel López-Blanco, Miquel Coll, Irene Cantarero, Vinyet Baqués, Eloi Carola, David Cruset y Elisabet Playà

RIESGOS GEOLÓGICOS/GEOLOGICAL HAZARDS

- Study of spatiotemporal evolution of landslides along the El Jebha-Amtar Corridor (Morocco) using InSAR techniques / *Estudio de la evolución espaciotemporal de deslizamientos a lo largo del Corredor El Jebha-Amtar (Marruecos) utilizando técnicas InSAR* 99-102
Rida Haddane, Afaf Amine, Mohamed Saadi, Morad Taher, Mohamed El Amrani and Soukaina Mouljebouj

SUMARIO / SUMMARY

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA/STRUCTURAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Structural analysis of the fracture networks controlling groundwater flow and discharge in the Agourai Plateau (Tabular Middle Atlas, Morocco) / *Análisis estructural de las redes de fracturas que controlan el flujo y la descarga de las aguas subterráneas en la meseta de Agourai (Atlas Medio Tabular, Marruecos)* 3-6
Toufik Khouya, Hmidou El Ouardi, Afaf Amine, Rida Haddane, Ali Ouargaga and Soukaina Mouljebouj

- ¿Qué nos dicen los marcadores magnéticos sobre la deformación en el Ordovícico de la Cordillera Ibérica? / *What magnetic markers tell us about ductile deformation in the Ordovician of the Iberian Chain?* 7-10
Belén Oliva-Urcia, Carlos L. Liesa y estudiantes del Grado en Geología UNIZAR (2º curso)

- Condicionantes variscos, extensión mesozoica e inversión cenozoica del anticlinal de Tabuena-Rodanas (Cordillera Ibérica) / *Variscan controls, Mesozoic extension and Cenozoic inversion of the Tabuena – Rodanas anticline (Iberian Chain)* 11-14
Raúl Lázaro-González, Antonio Casas Sainz y Carlos L. Liesa

- Sobre el origen de la fracturación de dirección NE-SW en la cuenca de Aínsa-Sierras Exteriores Aragonesas (Pirineo Central) / *On the origin of NE-SW fracturing in the Aínsa Basin-External Sierras (Central Pyrenees)* 15-18
Lorena Bentué Lalueza, Teresa Román Berdiel y Antonio Casas

- Medida de la fábrica magnética a partir de fragmentos irregulares orientados en un soporte cúbico mediante el puente de susceptibilidad Kappabridge / *Measurement of magnetic fabrics from irregular oriented fragments in a cubic box by means of the Kappabridge* 19-22
Gustavo Higuero, Ana Simón-Muzás y Antonio Casas

- Structure of the Mesozoic rocks in the Kuqa Basin (NW China) / *Estructura de las rocas mesozoicas de la cuenca de Kuqa (NO China)* 23-26
Li Xiang, Ruth Soto and Hou Guiting

- Bartonian-Priabonian rotational evolution of the central Jaca-Pamplona Basin, Southern Pyrenees / *Evolución rotacional del sector central de la Cuenca de Jaca-Pamplona durante el Bartoniense y Priaboniense (Pirineo meridional)* 27-30
Pablo Sierra Campos, Emilio L. Pueyo, Pablo Calvín, Manuel Montes, Aránzazu Luzón, Gilen Bernaola, M^a. Pilar Mata, Eva Bellido, Elisabet Beamud, Robert Scholger and Juan C. Larrasoña

- Impact of fracturing on the hydrological flow in the Liassic nappe of the Causse d'Agourai, Middle Atlas, Morocco / *Impacto de la fracturación en el flujo hidrológico en el manto de corrimiento Liásico del Causse d'Agourai, Atlas Medio, Marruecos* 31-34
Soukaina Mouljebouj, Mohamed Saadi, Afaf Amine, Ayoub Achbaro and Rida Haddane

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA/STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

- Nuevas evidencias de plegamiento sinsedimentario de los conglomerados de Sant Miquel de Montclar (Eoceno, Cuenca del Ebro, NE de España) / *New evidences of synsedimentary folding of the Sant Miquel de Montclar conglomerates (Eocene, Ebro basin, NE Spain)* 35-38
Miguel López Blanco, Ming Ma, Elisabet Beamud, Miquel Marín y Elisenda Costa

- Paleogeographic imprint of a piggy-back basin rotation. The Ainsa Basin (South-central Pyrenees) / *Huella paleogeográfica de la rotación de una cuenca piggy-back: La Cuenca de Aínsa (vertiente sur del Pirineo central)* 39-42
Antonio Barnolas and Tania Mochales

- Geometries and sedimentary heterogeneities in high sinuosity fluvial deposits: a case study from the Capella Formation (Middle Eocene, Graus-Tremp Basin) / *Geometrías y heterogeneidades sedimentarias en depósitos fluviales de alta sinuosidad: Caso de estudio de la Formación Capella (Eoceno medio, Cuenca de Graus-Tremp)* 43-46
Marc Gil-Ortiz, Luis Miguel Yeste, José Luis Cuevas, Miguel López-Blanco, Eider Rua-Alkain, Patricia Cabello and César Viseras

GEOFÍSICA/GEOPHYSICS

- Influencia del grado metamórfico en la densidad de las rocas metasedimentarias paleozoicas de los Pirineos Centrales / *Influence of the metamorphic grade on the density of Palaeozoic metasedimentary rocks of the Central Pyrenees* 47-50
Pilar Clariana, Iban Salgado, Ruth Soto, Aina Margalef, Esther Izquierdo-Llavall, Tania Mochales, Emilio L. Pueyo y Conxi Ayala

- La Maladeta and Bono granites at depth from geophysical data (Central Pyrenees) / *Los granitos de La Maladeta y Bono en profundidad a partir de datos geofísicos (Pirineo Central)* 51-54
Ruth Soto, Pilar Clariana, Concepción Ayala, Perla Piña-Varas, Arturo García-García, Juliana Martín-León, África Gamisél-Muzás, Tania Mochales, Carmen Rey-Moral and Félix Rubio

- Hyperspectral proximal sensing for carbonate rocks characterization in the SWIR (Short-Wave Infrared) / *Teledetección hiperespectral de proximidad para la caracterización de rocas carbonatadas en el infrarrojo de onda corta (SWIR)* 55-58
Indira Rodríguez, Eduardo García-Meléndez, Montserrat Ferrer-Julà, Wim Bakker, Juncal A. Cruz and Antonio Espín de Gea

Continúa en interior de contraportada / *Continued inside back cover*

