

# 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)*

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](mailto:raulazarouni@gmail.com), [acasas@unizar.es](mailto:acasas@unizar.es), [carluis@unizar.es](mailto:carluis@unizar.es)

\*Corresponding author

## ABSTRACT

The Tabuena – 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 Tabuena – 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.

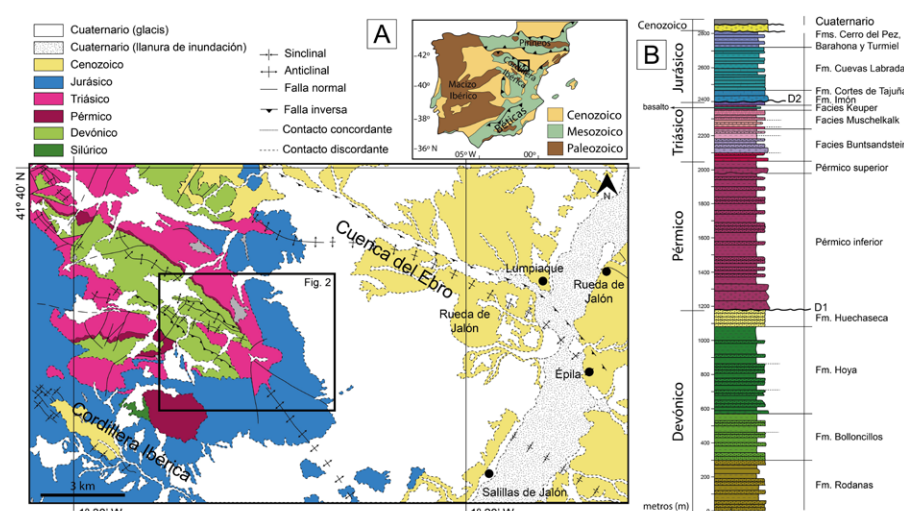
## Situación geológica

El anticlinal de Tabuena-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 Tabuena-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 Tabuena-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 Tabuena-Rodanas.

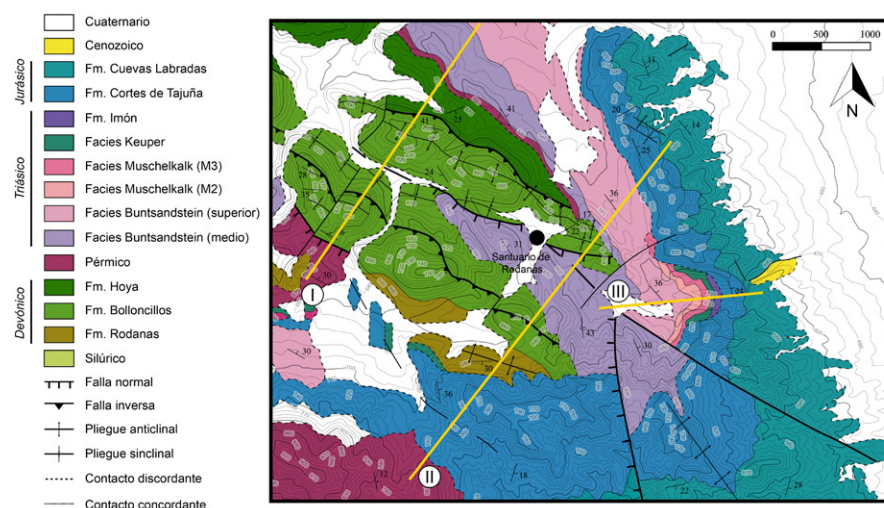
## Resultados

### Macroestructura

El anticlinal de Tabuena-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 Tabuena-Rodanas está caracterizada asimismo por dos fallas normales (Falla de Monegré y Rodanas) también de dirección NW-SE y buzamiento

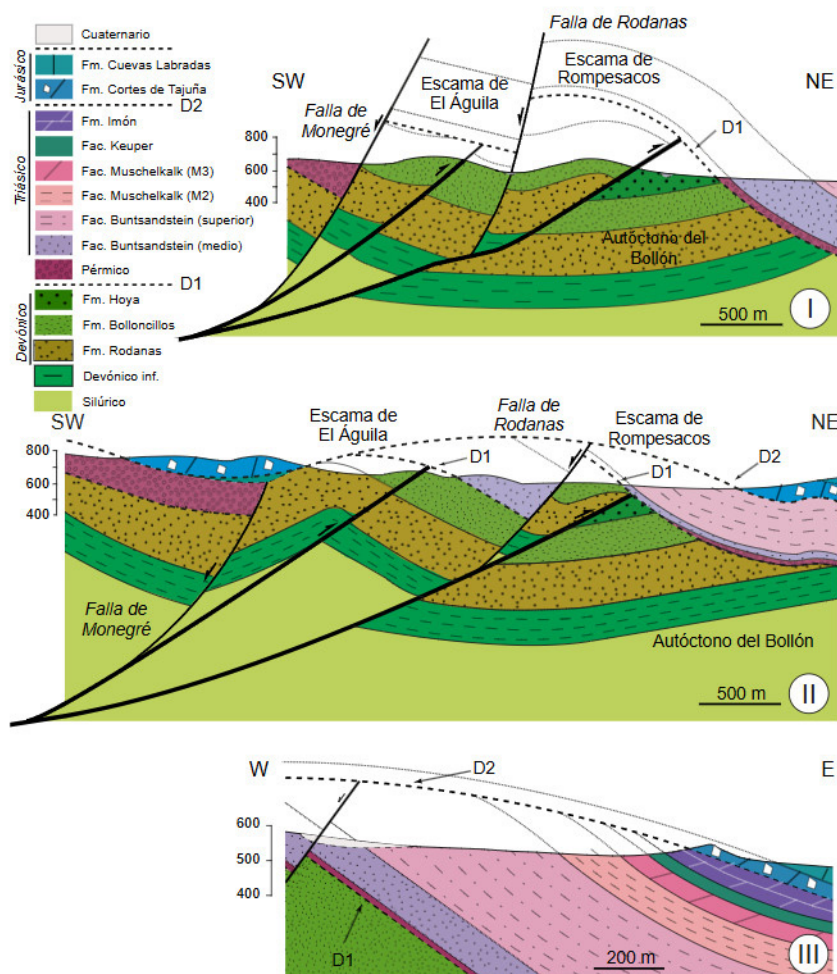
moderado-alto (40-70°) al suroeste. Estas fallas se sitúan sobre las escamas de cabalgamiento de El Águila y Rompesacos, respectivamente, y desplazan la discontinuidad U1. La falla normal de Monegré pone en contacto materiales pérmicos con moderado buzamiento al noreste con rocas devónicas (Fm. Bolloncillos) 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 Tabuena-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 Tabuena-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 Tabuena-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).

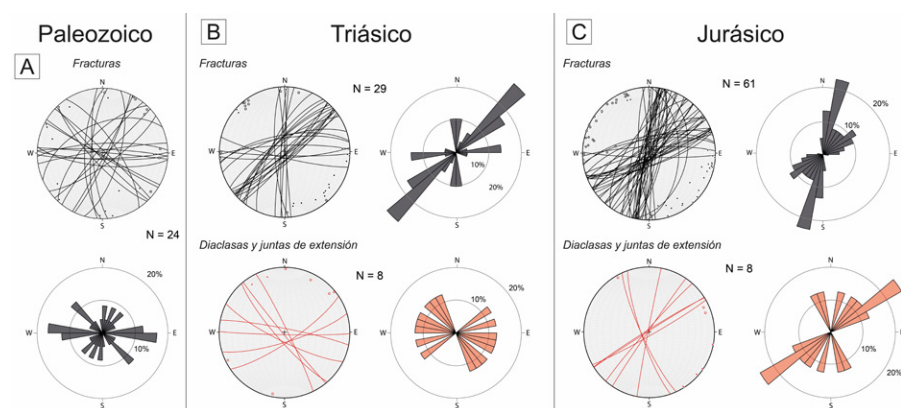
### Fracturas

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.