

# Pliegues, zonas de cizalla, cabalgamientos y mecanismos de deformación en estructuras alpinas de la cubeta de Cuevas de Cañart (Cordillera Ibérica)

*Folds, shear zones, thrusts and deformation mechanisms in the Cuevas de Cañart basin (Iberian Chain)*

Lourenço Steel-Hart<sup>1,2\*</sup> y Antonio Casas-Sainz<sup>2</sup>

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

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

[steel.hart@gmail.com](mailto:steel.hart@gmail.com); [acasas@unizar.es](mailto:acasas@unizar.es)

\*Corresponding author

## RESUMEN

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

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

Geogaceta, 75 (2024), 43-46

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

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

## Introducción

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

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

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

## ABSTRACT

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

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

Fecha de recepción: 9/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

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

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

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

**Situación geológica**

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

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

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

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

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

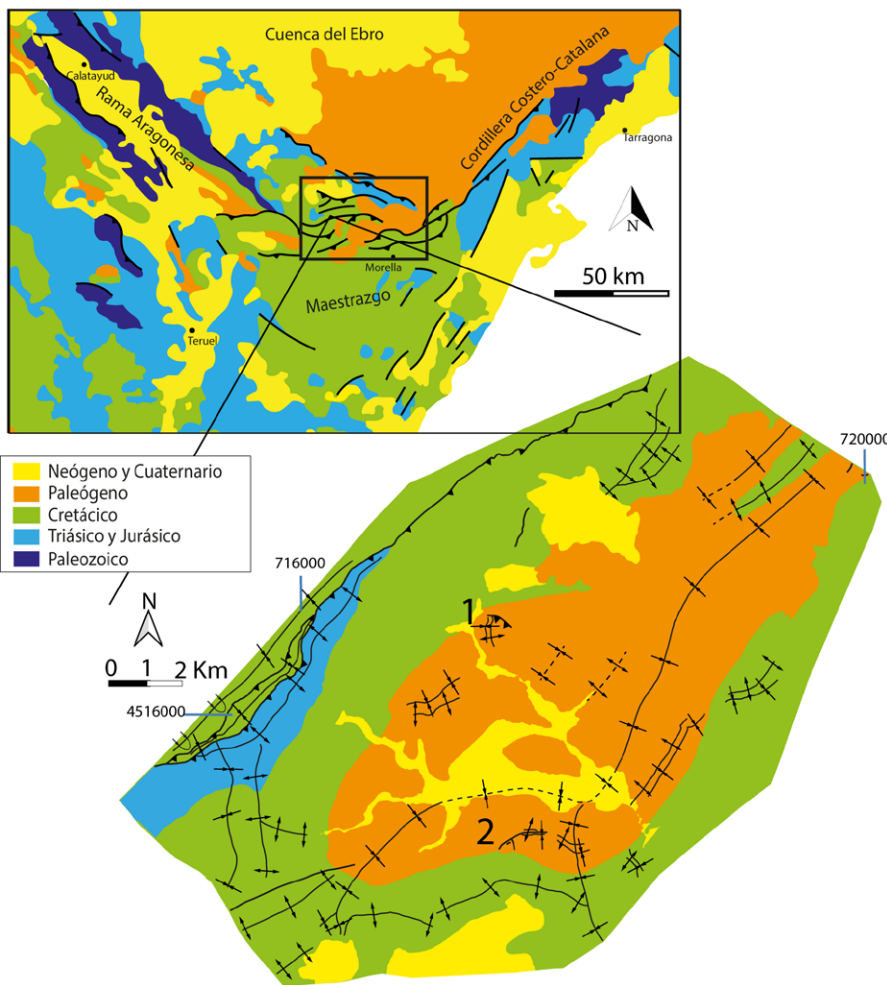
**Macroestructura y mesoestructuras**

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

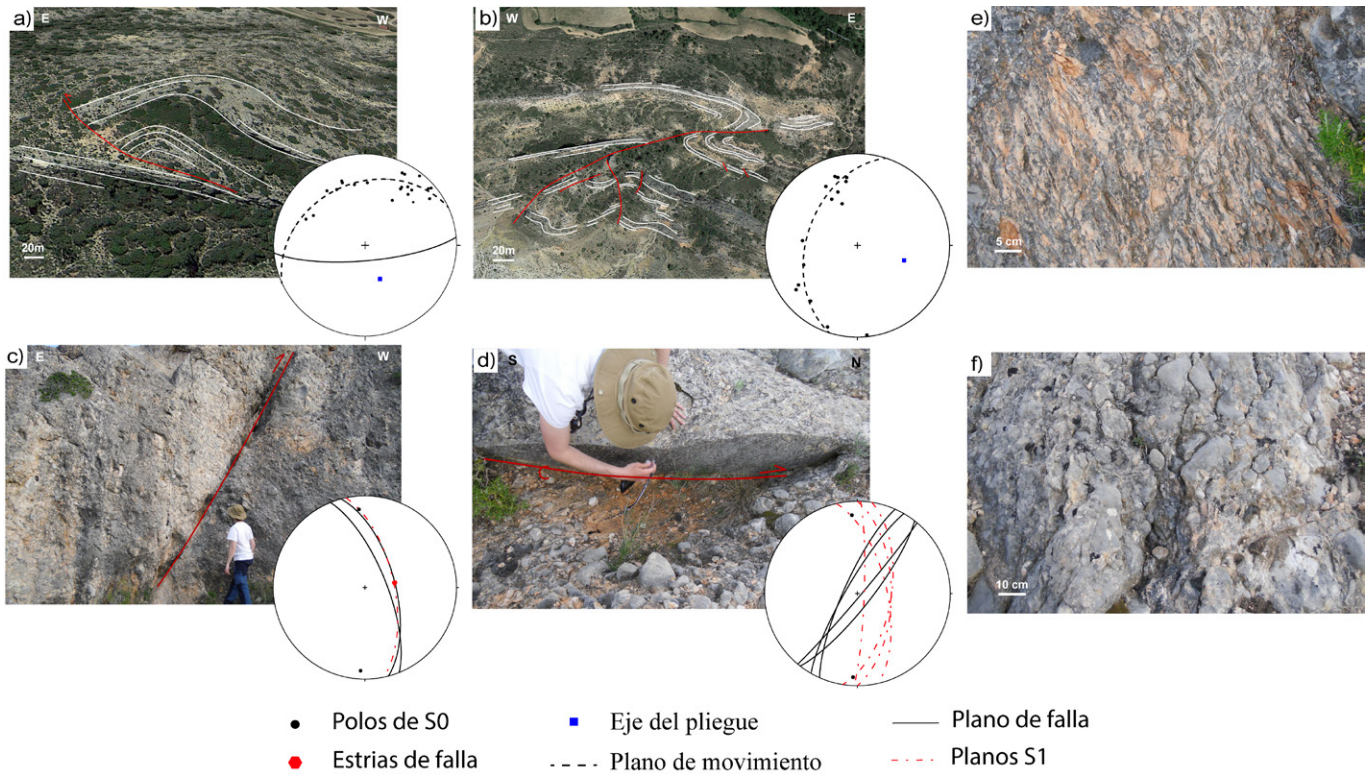
La estructura 1 (Fig. 1 y 2 a), es un cabalgamiento con un par de pliegues anticlinal-sinclinal asociado al bloque de techo. Los pliegues tienen vergencia hacia NE, y su eje tiene una inmersión 60°SE, con una longitud de onda de aproximadamente 100 m. El desplazamiento, en esta sección del cabalgamiento,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

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

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



**Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio dentro de la Cordillera Ibérica, y destaque de las dos estructuras estudiadas (1 y 2). Coordenadas 30N UTM. Ver figura en color en la web.**  
 Fig. 1. Geological location of the study area within the context of the Iberian Chain, marking the two studied structures (1 and 2). Coordinates 30N UTM. See color figure in the web.



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

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

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

### Interpretación y discusión

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Conclusiones

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

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

## Contribución de los autores

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

## Agradecimientos y financiación

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

## Referencias

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

cations, 394(1), 39-52.

<https://doi.org/10.1144/SP394.3>

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