

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

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

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

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

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

*Corresponding author

ABSTRACT

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

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

Geogaceta, 75 (2024), 31–34

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

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Introducción

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

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

RESUMEN

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

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

Fecha de recepción: 30/06/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Contexto geológico

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

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

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

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

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

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

Relaciones metamorfismo-deformación

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

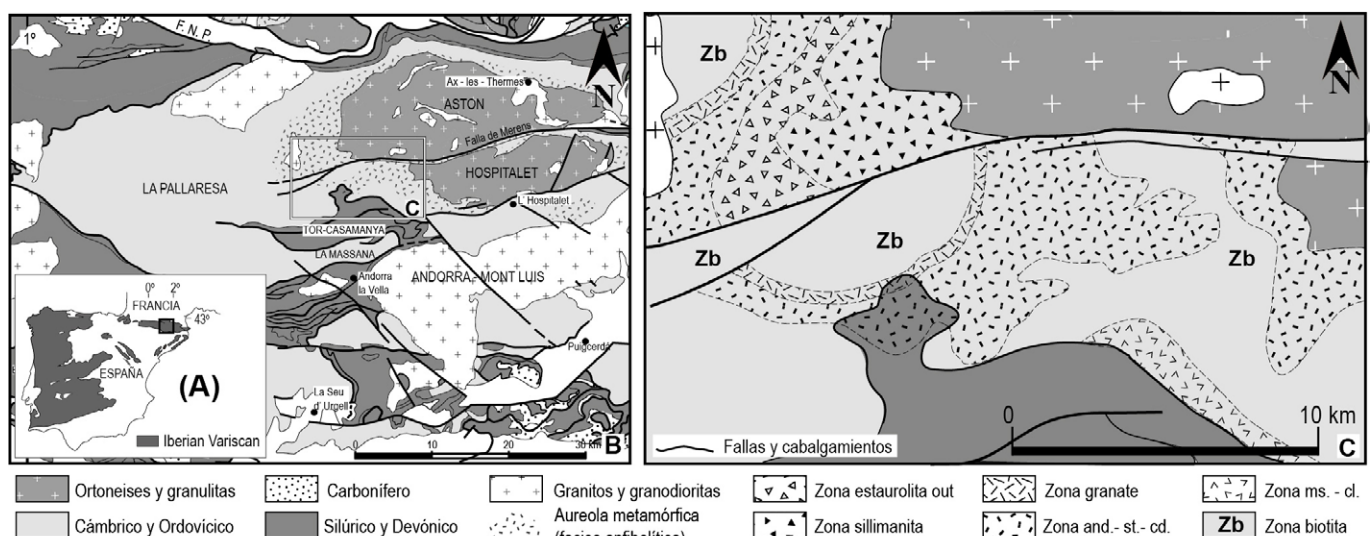


Fig. 1.- A) Afloramientos variscos de la Península Ibérica B) Mapa geológico esquemático del sector central de la Zona Axial pirenaica donde se localiza el área de estudio. C) Mapa de la zonación metamórfica del área estudiada.

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

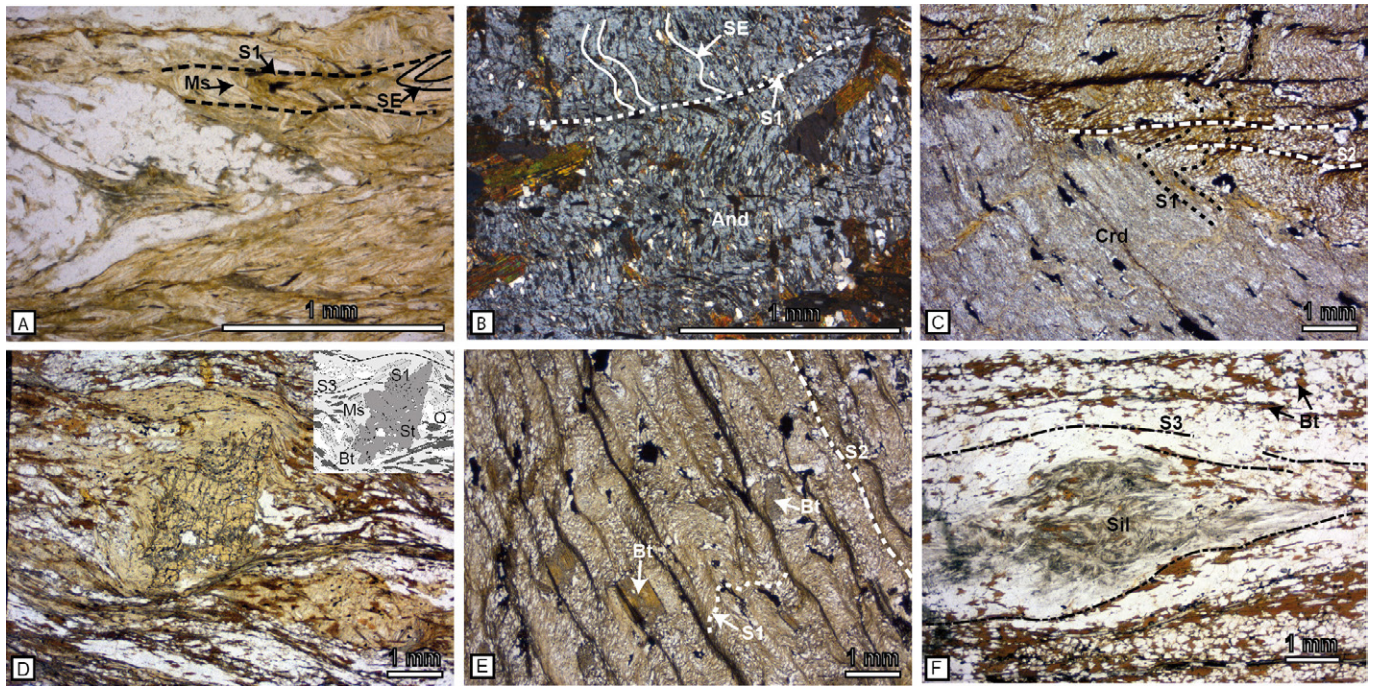


Fig. 2.- Imágenes de microscopio petrográfico de muestras tomadas en la zona estudiada. A) Arcos poligonales de moscovita que mimetizan a la foliación previa SE en la zona de charnela de un micropliegue D1. B) Porfiroblasto de andalucita en el que se diferencia la foliación S1 crenulando a la foliación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

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

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

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

Interpretación y discusión

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

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

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

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

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

Conclusiones

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

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

Contribución de los autores

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

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

Agradecimientos

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

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

Referencias

- Alías, G. (1995). *El metamorfismo regional herciniá de les metapelites del sector occidental dels macizos de l'Aston y de l'Hospitalet (Pirineu Central)*. Tesis doctoral. Univ. de Barcelona. 214 p.
- Autran, A.; Fonteilles, M. y Guitard, G. (1970). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (12), 673– 731.
- Clariana, P. (2015). *Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida)*. Tesis doctoral, Univ. De Oviedo, 195 p.
- Clariana, P. y García Sansegundo, J. (2009). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180 (6), 501-511. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.180.6.501>
- Denèle, Y. (2007). *Formation des domes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston – Hospitalet*. Thèse Doctorat, Univ. Toulouse, 284 p.
- Denèle, Y, Barbey, P., Paquette, J.L., Laumonier, B. and Olivier, Ph. (2011). GSA Annual Meeting, Minneapolis. Vol. 43, 5, 492 p.
- García-Sansegunado, J., Poble, J., Alonso, J.L., and Clariana, P. (2011) In: *Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts* (J. Poblet and R.J. Lisle, Eds), 349. Geological Society Special Publications, London, 169–184. <https://doi.org/10/fpbwix>
- Hartevelt, J.J.A. (1970). *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167-236.
- Laumonier, B.; Autran, A.; Barbey, P.; Cheilletz, A.; Baudin, T.; Cocherie, A. y Guerrot, C. (2004). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 6, 643 – 655. <https://doi.org/10/b2r8hq>
- Margalef, A. (2015). *Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra*. PhD Thesis. Univ. de Barcelona. 172 p.
- Mezger, J.E. (2005). In: *The southern Variscan belt* (Carosi, R., Dias, R., Lacopini, D., and Rosenbaum, G., Eds.) *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, 19. <https://doi.org/10/chjc5b>
- Mezger, J.E.; Schnapperelle, S. y Rölke, C. (2012). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 34, 11 – 29. Muñoz, J. A. (1992). In: *Thrust Tectonics*, (McClay, K.R. Ed.). Chapman & Hall, London, 235–246.
- Pérez-Cáceres, I. (2023). *Trabajos de Geología*, 37, 97-123. <https://doi.org/10/kgzv>
- Van den Eeckhout, B. (1986). *Geologica Ultraiectina*, 45, 1-193.
- Zwart, H.J. (1979). *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1, 74 p.