

Estructura y metamorfismo del Paleozoico del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas (Zona Axial pirenaica, Huesca, España)

Structure and metamorphism of the Paleozoic rocks of the southwestern sector Lys-Caillaouas Massif (Pyrenean Axial Zone, Huesca, Spain)

IRENE PÉREZ-CÁCERES^{1*} 

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Pza. de los Caídos s/n, 37008 Salamanca, España

* Corresponding author: irepaceres@gmail.com

Resumen: En la zona de estudio afloran rocas de edad comprendida entre el Cambro-Ordovícico y el Devónico. El objetivo de este trabajo es establecer la secuencia de deformación para comprender su significado tectónico y su relación con el metamorfismo. En el Macizo de Lys-Caillaouas, después del desarrollo de las principales estructuras variscas (D1), se produce un metamorfismo de grado medio, con el crecimiento de porfiroblastos que, posteriormente, sufren deformación por cizalla relacionada con la intrusión del Granitoide de Lys-Caillaouas. Al Sur, la Falla Eriste-Valarties separa este Macizo de una zona dominada por pliegues D2 que deforman las estructuras D1. Esta falla parece responsable de la distribución espacial de las estructuras variscas y presenta un reajuego alpino.

Palabras clave: Pirineos, Paleozoico, Varisco, foliación tectónica, metamorfismo.

Abstract: Cambro-Ordovician to Devonian rocks crop out in the study area. This work aims to establish the deformation sequence to understand its tectonic meaning and its relationships with metamorphism. In the Lys-Caillaouas Massif, after the development of the main Variscan structures (D1), a medium-grade metamorphism occurs, with the growth of porphyroblasts that, later, undergo a shear deformation related to the intrusion of the Lys-Caillaouas Granitoid. Further south, the Eriste-Valarties Fault separates this Massif from an area dominated by D2 folds that deform the D1 structures. This fault seems to be responsible for the spatial distribution of Variscan structures and has also Alpine movement.

Keywords: Pyrenees, Paleozoic, Variscan, tectonic foliation, metamorphism.

Introducción y situación geológica

La zona estudiada se encuentra en los Pirineos Centrales, al NE de la provincia de Huesca.

Pertenece a la comarca del Alto Sobrarbe, y está situada dentro al Parque Natural de Posets-Maladeta, entre los valles de Bielsa y Benasque (Fig. 1).

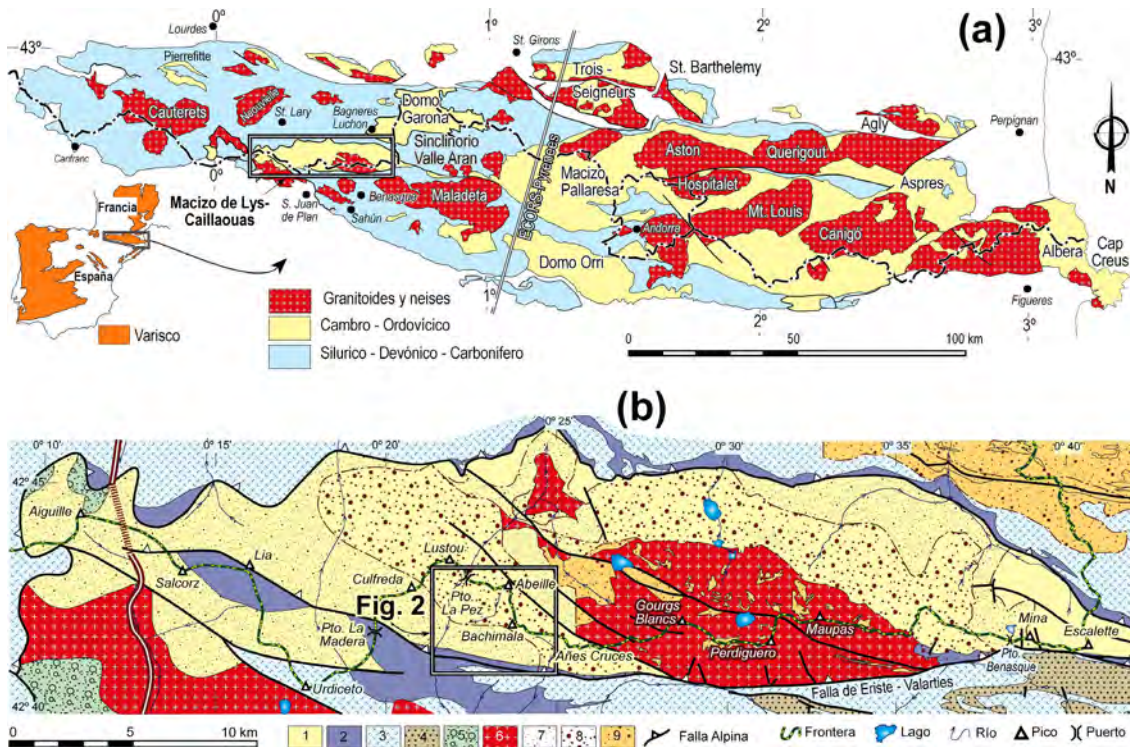


Figura 1. (a) Mapa geológico de la Zona Axial pirenaica, dentro de la península Ibérica, con la situación del Macizo de Lys-Caillaouas, donde se realiza este trabajo. (b) Macizo de Lys-Caillaouas con la situación de la zona de estudio de la figura 2. (1) Rocas cambro-ordovícicas, (2) rocas silúricas, (3) rocas devónicas, (4) series siliciclásticas carboníferas, (5) rocas mesozoicas, (6) granitoides variscos. Zonas de metamorfismo varisco: (7) Zona de la Biotita, (8) Zona de la Andalucita-Cordierita, (9) Zona de la Sillimanita.

Los Pirineos son una cadena montañosa originada durante la Orogenia Alpina, como consecuencia de la colisión entre el borde Sur de la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica, entre el Cretácico Superior y el Mioceno. En dicha orogenia, el basamento paleozoico, previamente afectado por la orogenia Varisca fue exhumado y nuevamente deformado. La evolución de esta cordillera, por tanto, es el resultado de los cambios sedimentarios y tectónicos, magmatismo y procesos metamórficos ocurridos desde el Paleozoico hasta la actualidad. Tradicionalmente, la cordillera Pirenaica se ha dividido en tres zonas, que según Choukroune y Séguret (1973) son las siguientes:

Zona Norpirenaica: está constituida principalmente por rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas deformadas conjuntamente durante la Orogenia Alpina por cabalgamientos dirigidos al Norte. El límite septentrional de esta Zona corresponde al Cabalgamiento Frontal Norpirenaico, mientras que el meridional coincide con la Falla Norpirenaica, que la separa de la Zona Axial.

Zona Axial: es un extenso afloramiento de basamento paleozoico situado inmediatamente al Sur de la Falla Norpirenaica. Constituye una elevación del basamento mediante cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el Sur que conforman un apilamiento antiformal (Dérmond et al., 1985; Williams, 1985; Muñoz, 1992).

Zona Surpirenaica: se sitúa al Sur de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial. En ella afloran principalmente rocas de la cobertera mesozoica y cenozoica deformadas por estructuras de vergencia Sur. Su límite meridional se corresponde con el Frente del Cabalgamiento Surpirenaico, representado por las Sierras Exteriores aragonesas y Marginales catalanas.

A partir del perfil sísmico ECORS–Pirineos (Choukroune y ECORS Pyrenees, 1988; Choukroune, 1989), que atraviesa la cordillera de Norte a Sur en la transversal del valle de Noguera-Pallaresa (Fig. 1a), se elaboró un corte geológico en el que se observa que los Pirineos corresponden a un orógeno de doble vergencia, con engrosamiento y elevación del basamento en la Zona Axial, donde los cabalgamientos convergen en profundidad. El acortamiento total estimado para este orógeno varía entre 100 y 165 km según autores (Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992).

El área de estudio se encuentra situada en la Zona Axial pirenaica, donde afloran esencialmente rocas metasedimentarias de edad comprendida entre el Proterozoico Superior y el Carbonífero, depositadas en una cuenca marina situada en el margen septentrional de Gondwana. También están presentes ortogneises de edad Ordovícica y granitoides variscos. Los materiales se estructuran en extensos domos alargados en dirección E-O, en cuyo núcleo afloran gneises, rocas metasedimentarias de edad entre el Proterozoico Superior y el Ordovícico Inferior y granitoides variscos. Localmente, fuera de los domos, pueden encontrarse rocas mesozoicas y cenozoicas. Estos domos se encuentran separados por estrechos sinclinatorios ocupados por rocas silúricas, devónicas y carboníferas de bajo o nulo metamorfismo (Fig. 1a).

Las rocas paleozoicas están deformadas principalmente por la Orogenia Varisca y afectadas posteriormente por estructura alpinas que levantan el basamento y rotan las estructuras variscas, siendo escasa la deformación interna alpina (Zwart, 1963). Las rocas del núcleo de los domos gneísicos están afectadas por un metamorfismo regional de baja presión y alta temperatura, que se sobrepone a un metamorfismo previo donde se alcanzaron presiones más elevadas (Zwart, 1979).

Por otra parte, la Zona Axial ha sido dividida en dos dominios estructurales (Zwart, 1963): (i) *Infraestructura*, constituida por rocas que presentan metamorfismo de medio a alto grado y buen desarrollo de estructuras subhorizontales de dirección E-O; y (ii) *Supraestructura*, caracterizada por rocas con bajo grado de metamorfismo y desarrollo de pliegues derechos y foliación tectónica asociada de dirección E-O. La interpretación de estos dominios y de su desarrollo ha sido objeto de discusión entre los numerosos autores que estudian la Zona Axial (Matte, 1969; Soula, 1982; Van den Eeckhout y Zwart, 1988; entre otros).

Macizo de Lys- Caillaouas

El presente trabajo se ha realizado en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas, constituido por metasedimentos de edad cambro-ordovícica (Fig. 1b). Las primeras referencias sobre la geología del Macizo de Lys-Caillaouas datan de finales del siglo XIX y principios de XX, cuando, a grandes rasgos, se reconocieron las rocas aflorantes gracias a la elaboración de los primeros mapas geológicos (Bertrand, 1910; Dalloni, 1910; Leymerie, 1862). A mediados del siglo XX, coincidiendo con la elaboración de los nuevos mapas geológicos del Macizo de Lys-Caillaouas, se produjo una notable mejora del conocimiento de la estratigrafía y la estructura de la zona (Kleinsmiede, 1960; Raguin, 1961; Clin et al., 1963; Clin, 1964; Wennekers, 1968; Donnot y Guérangé, 1969; Ríos et al., 1978; Clin et al., 1989). A finales del siglo XX, André (1985) hizo un estudio detallado de la sucesión litoestratigráfica en el Valle de Lys, Den Brok (1989) analizó las evidencias de deformación pre-varisca y De Bresser et al. (1986), Lister et al. (1986), Kriegsman et al. (1989) y Aerden (1994, 1995a, 1995b) aportaron nuevos datos sobre las relaciones entre la estructura y el metamorfismo, basando su estudio en la elaboración de nuevos mapas geológicos y en el análisis de las microestructuras. En esta misma época y en áreas próximas, se han realizado estudios de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en diversos granitos de la Zona Axial pirenaica, entre los que se encuentra el Granito de la Maladeta (Fig. 1a) (Evans et al., 1998; Gleizes et al., 1997a), cuya relación temporal con

las estructuras variscas ha sido objeto de discusión (García-Sansegundo y Poblet, 1997, 1999; Gleizes et al., 1997b; Laumonier, 1997; Evans et al., 1999).

Más recientemente, Casas-Saiz et al. (2003) elaboraron un trabajo sobre la deformación terciaria del Granito de Bielsa, situado al SO de la zona estudiada (Fig. 1b), e Hilario et al. (2003) e Hilario (2004) estudiaron la estructura del Granitoide de Lys-Caillouas a partir del análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética, incluyendo estudios microestructurales. La edad de este Granitoide fue determinada por Esteban et al. (2015) y López-Sánchez et al. (2019) por el método U-Pb a partir de circones. Por último, al Este de la zona estudiada, en el puerto de Benasque (Fig. 1b), fueron estudiados y datados los yacimientos de Zn-Pb que allí se encuentran encajados en la sucesión cambro-ordovícica (García-Sansegundo et al., 2014).

A partir del estado actual del conocimiento en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillouas, los principales objetivos que se pretenden alcanzar son: una mejor comprensión de la sucesión estratigráfica de la zona y un estudio de la estructura, microestructura y metamorfismo que permitan elaborar una secuencia de deformación. Para alcanzar estos objetivos se ha realizado un mapa geológico detallado y adecuado para cartografiar las diferentes unidades estratigráficas (prestando especial atención al Ordovícico Superior, Fig. 2), con el que se ha podido elaborar un corte geológico que muestra las principales estructuras de la zona. A partir del estudio de las relaciones entre la estratificación y las principales foliaciones tectónicas, se han podido caracterizar las estructuras a escala cartográfica. Asimismo, con base en el análisis microscópico, se ha estudiado el metamorfismo y su relación con la deformación. Con la cartografía de las isogradas del metamorfismo se intenta realizar una aproximación

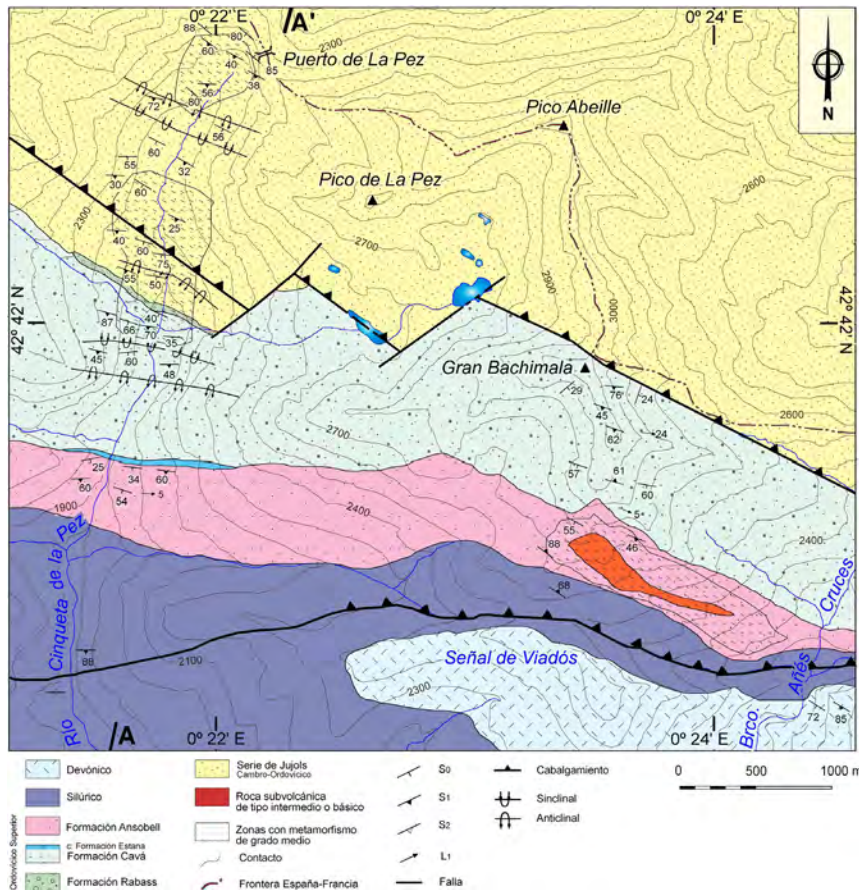


Figura 2. Mapa geológico del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillouas. Situación en figura 1b. A-A' localización del corte geológico de la figura 3.

de la ubicación y distribución en profundidad de los cuerpos ígneos responsables del mismo. La distribución de las estructuras, así como la relación entre ellas y el metamorfismo y el magmatismo, permite proponer una secuencia de deformación para este sector que admita ser integrada en un modelo estructural de la Zona Axial pirenaica que puede ser comparado y discutido con los propuestos por otros autores.

Estratigrafía

En la zona en la que se ha realizado el presente estudio afloran rocas metasedimentarias de edad comprendida entre Cambro-Ordovícico, al Norte, y el Devónico, al Sur (Fig. 2). Los trabajos más recientes realizados aquí corresponden a André (1985), De Bresser et al. (1986), Kriegsman et al. (1989) y Aerden (1995a), en los que se incluyen mapas geológicos detallados y nuevas aportaciones estratigráficas.

La sucesión estratigráfica cambro-ordovícica es predominantemente siliciclástica, formada por cuarcitas y pizarras, entre las que se intercalan algunas capas de calizas. En la figura 3 se representa una columna estratigráfica de la zona con los espesores de las unidades calculados a partir de un corte geológico que se presenta más adelante. La potencia total de la sucesión se estima en más de 2.600 metros y, en ella, de más antigua a más moderna, se distinguen las siguientes unidades:

Serie cambro-ordovícica de Jujols

Fue descrita por Cavet (1957) en Conflent (región de Languedoc-Rosellón, Francia) como una sucesión de más de 2.000 metros, constituida por alternancias cuarzo-fílicas a esquistosas, monótonas, con ocasionales nódulos carbonatados hacia su base. En algunos trabajos realizados en el Macizo de Lys-Caillaouas (Clin, 1964; Trouiller, 1976), se intentó comparar esta sucesión con la Serie de Canaveilles, también definida por Cavet (1957), en la que, posteriormente, fueron datados unos niveles volcánicos intercalados, obteniéndose una edad de 580 Ma (Ediacariense) (Laumonier et al., 2004), muy distinta de la serie que aquí nos ocupa.

La Serie de Jujols aflora en la parte Norte del área estudiada, donde corresponde a alternancias centimétricas y decimétricas de cuarcitas y pizarras o filitas (Fig. 4). Los estratos de cuarcitas pueden tener una potencia entre centimétrica y 5 metros de espesor. Las pizarras o filitas se presentan en capas de 2 a 50 cm. Cuando el grado metamórfico alcanza la facies anfibolita, los términos lutíticos se presentan como esquistos o meta-reniscas de grano fino. La potencia de toda la unidad es, al menos, de 1.500 metros. La Serie de Jujols tiene una posible edad comprendida entre el Cámbrico y el Ordovícico Medio, atribuyéndose al pre-Caradoc (Laumonier, 1988), no pudiéndose precisar más por no haberse encontrado registro fósil en ella.

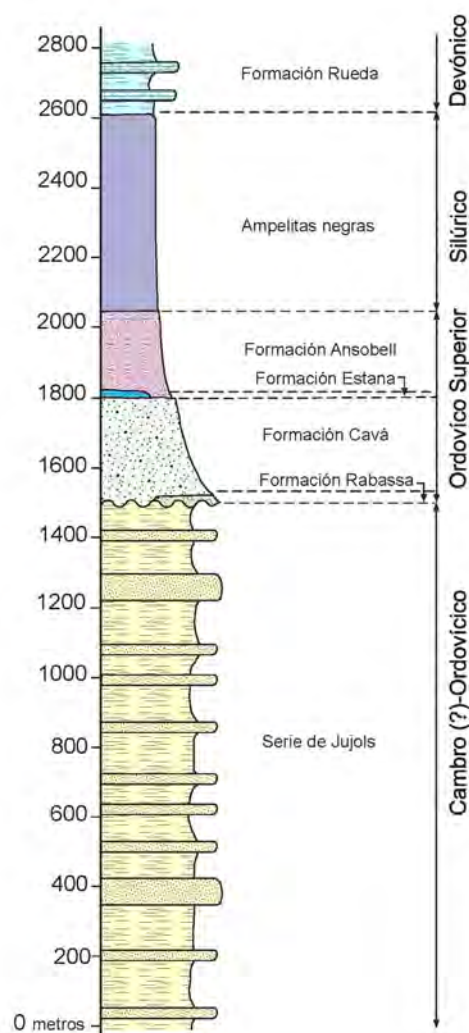


Figura 3. Columna estratigráfica del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas.



Figura 4. Aspectos de campo de la Serie Jujols donde se observa una alternancia centimétrica de cuarcitas y pizarras.

Sucesión del Ordovícico Superior

Se encuentra por encima de la Serie de Jujols y se caracteriza por presentar una base conglomerática discordante sobre las series infrayacentes, y porque se hace más pizarrosa hacia el techo. Toda la sucesión tiene un espesor superior a 550 metros (Fig. 3), más potente que en áreas próximas, como el Domo del Garona (Fig. 1a), donde no supera los 100 metros (García-Sansegundo, 1992). De base a techo, se han diferenciado las siguientes unidades:

Formación Rabassa: Fue descrita por Hartevelt (1970) en la parte central de la Zona Axial, como un conglomerado compuesto de cantos cuarcíticos, en una matriz pelítica, con un espesor variable, no superior a 100 metros. En zonas próximas al sector estudiado, como el Domo del Garona, los primeros autores que caracterizaron un conglomerado en la base del Ordovícico Superior fueron García-Sansegundo y Alonso (1989), al que denominaron conglomerado de Mall de Bulard. Al Este del Macizo de Lys-Caillaouas, en el sector del Puerto de Benasque (Fig. 1b), algunos autores encontraron conglomerados dentro de la sucesión cambro-ordovícica, aunque los consideraron más antiguos (Clin, 1964; Donnot y Guérangé, 1969), sin embargo, en trabajos más recientes estos con-

glomerados ya fueron caracterizados y cartografiados como perteneciente al Ordovícico Superior (Kriegsman et al., 1989; García-Sansegundo et al., 2014).

En el presente trabajo, la Formación Rabassa se observa en la parte alta del valle de Chistau, y aflora en una banda discontinua y discordante sobre la Serie de Jujols. Se ha utilizado como nivel guía y su espesor es inferior a 15 metros. La Formación Rabassa está constituida por conglomerados y microconglomerados, con cantos de 1 a 4 cm de composición cuarcítica, y areniscas de grano grueso y matriz sericítica (Fig. 5). Hacia el techo, los conglomerados desaparecen y la Formación se hace más arenosa, pasando gradualmente a la suprayacente Formación Cavá. En otras zonas de los Pirineos se han observado bordes de corrosión en los granos de cuarzo y la presencia de formas hexagonales sugiriendo un posible origen volcánico (Raguin, 1946). En el Macizo de la Pallaresa (Fig. 1a), fueron hallados sills subvolcánicos intercalados en la sucesión cambro-ordovícica, que fueron datados por el método U-Pb aportando una edad Ordovícico Superior (Clariana et al., 2018). El conglomerado de Rabassa fue atribuido al Caradoc por Hartevelt (1970) y pudo depositarse en un ambiente de plataforma energética (Zwart, 1979).



Figura 5. Aspecto de campo de la Formación Rabassa. Nótese los cantos imbricados desarrollando estructuras sigmoidales asociadas a deformaciones variscas.

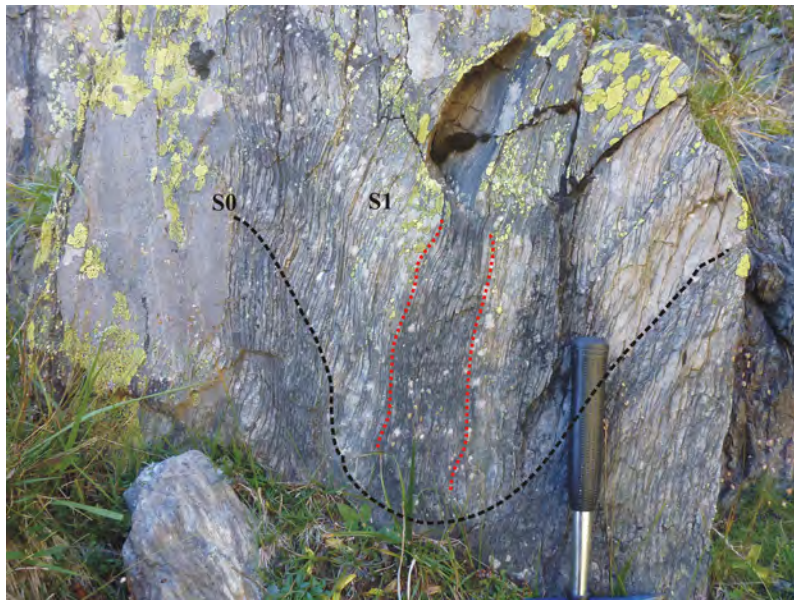


Figura 6. Afloramiento de la Formación Cavá, donde se puede observar la existencia de un microconglomerado con cantos centimétricos. Se observa la S_0 plegada y la foliación S_1 (línea roja) paralela al su plano axial.

La discordancia de la base de la sucesión del Ordovícico Superior fue observada por García-Sansegundo et al. (2004) en el Domo del Garona y por Santanach (1972) y Casas (2010) los Pirineos Orientales. Es interpretada como el resultado de un evento extensional, anterior al Ordovícico Superior (Clariana

et al., 2018; García-Sansegundo et al., 2004). En la zona estudiada no se ha observado el carácter discordante de esta unidad.

Formación Cavá: Fue descrita por Hartevelt (1970) como una unidad esencialmente detrítica compuesta

por pizarras, pelitas, cuarcitas y grauvacas, cuyo espesor varía entre 0 y 850 metros. En áreas próximas, la matriz de las areniscas de la Formación Cavá se va haciendo más calcárea hacia techo, hasta dar lugar a la caliza de la Formación Estana (García-Sansegun- do, 1992).

La Formación Cavá aflora en la zona central de la zona estudiada, sobre los conglomerados de la Formación Rabassa, o directamente sobre la Serie de Jujols. Son cuarcitas y areniscas con intercalaciones de niveles pizarrosos (Fig. 6). En la cresta meridional del Pico Bachimala (Fig. 2), dentro de las areniscas y pizarras de la Formación Cavá, se reconocen capas calcáreas de escala entre centimétrica y decimétrica. El espesor de esta Formación en esta zona es de 300 metros. A partir de braquiópodos depositados en un medio sedimentario de alta energía y posiblemente somero, se estima que su edad está entre el Caradoc Medio y Superior (Hartevelt, 1970).

Formación Estana: Hartevelt (1970) describió la Formación Estana como una capa de calizas con alto contenido en fósiles de 0 a 200 metros de espesor dentro de la sucesión del Ordovícico Superior. Se trata de una formación carbonatada dentro de una sucesión siliciclástica, razón por la que Kleinsmiede (1960) la denominó “Caliza Sandwich” en el Domo del Garona (Fig. 1a), y Clin (1964) la cartografió en diferentes sectores del Macizo de Lys-Caillaouas.

La Formación Estana aflora en la cabecera del valle de Chistau, a techo de la Formación Cavá y está constituida por alternancias centimétricas o decimétricas de calizas grises ricas en sílice y pizarras. Las zonas más calcáreas suelen estar disueltas, quedando pequeñas oquedades que suelen corresponder a moldes de restos fósiles, dándole a la roca una apariencia perforada. En esta zona, la Formación Estana no supera los 10 metros de potencia.

En otros sectores de la Zona Axial Pirenaica, por el contenido fósil, se le ha atribuido un origen marino y una edad de Caradoc Superior (Hartevelt, 1970).

Formación Ansobell: Esta Formación también fue descrita por Hartevelt (1970) como lutitas negras y azoicas, con un espesor entre 20 y 300 metros. En

el Domo del Garona tiene intercalaciones calcáreas brechoides cerca del techo, similares a la Formación Estana, que no superan el metro de potencia (García-Sansegun- do, 1992). Se conocen también como “Serie Bleue” (Destombes et Raguin, 1953; Destombes, 1958) o “Capas de Liat” (García-Sansegun- do y Alonso, 1989).

Esta Formación presenta buenos afloramientos en toda la zona estudiada, sobre las formaciones Estana o Cavá, y bajo las pizarras del Silúrico. Se presentan como pizarras grises, con intercalaciones centimétricas o decimétricas de areniscas de grano fino (Fig. 7). La potencia total es de 250 metros y la edad, con base en contenido fósil, es Ashgill (Boersma, 1973). Esta formación se depositó en una zona marina con menor energía que las anteriores, caracterizada por una subida del nivel del mar de origen climático (glaciación) hasta el Ashgill final (Hirnantiense) (Gil-Peña et al., 2001).

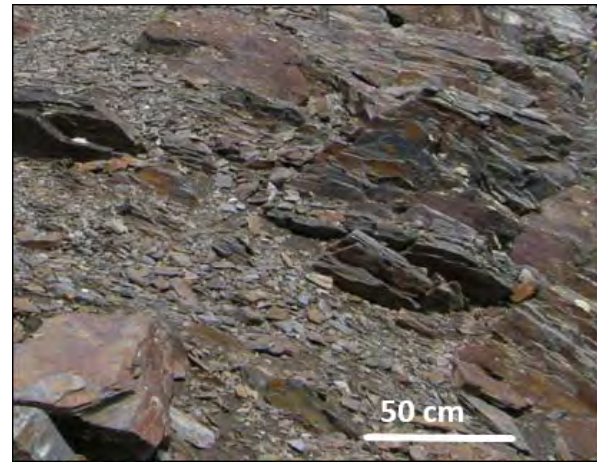


Figura 7. Aspecto de las pizarras de la Formación Ansobell.

Sucesión Silúrica

En el Macizo de Lys-Caillaouas, esta unidad ya fue reconocida desde el siglo XIX, por (Leymerie, 1862). Son pizarras negras (Fig. 8) que afloran en las zonas topográficamente más bajas. En la zona estudiada se observan en el valle del río Cinqueta de la Pez y corresponde a una unidad constituida por pizarras ampelíticas negras con abundante piritita. Los análisis



Figura 8. Afloramiento de las pizarras del Silúrico localizada en el sector septentrional de la Falla de Eriste- Valarties donde sólo se observa una foliación vertical que corresponde a la S_1 .



Figura 9. Aspecto de la Formación Rueda donde se observan las calizas con abundantes restos fósiles.

químicos realizados por Zwart (1979) mostraron un contenido en aluminio superior al 35% y escasa sílice, que varía entre 40 y 60%, y materia carbonosa que varía entre 0,3 y 6%. El espesor es difícil de estimar puesto que son frecuentes los despegues que

pueden sustraer o repetir serie. En el Anticlinorio de Sierra Negra, situado al Sur de la Granodiorita de la Maladeta (Fig. 1a), donde las ampelitas silúricas no muestran un elevado grado de deformación, pudo estimarse un espesor de 200 metros (García-

Sansegundo, 1992). En el corte geológico de este trabajo se ha calculado que la potencia aparente de estas pizarras puede ascender hasta 600 metros.

Estas pizarras contienen restos fósiles que, en Benasque, donde hay pizarras con graptolites y calizas con orthocerátidos, permitieron datar esta sucesión entre el Llandoveryense Medio y el Ludlowiense Superior (Dégardin, 1977, 1978; Dégardin et Paris, 1978). La sedimentación tuvo lugar en un ambiente marino tranquilo y euxínico (Zwart, 1979).

Sucesión Devónica (Formación Rueda)

En la zona estudiada, el Devónico únicamente se encuentra representado por la Formación Rueda, definida por Mey (1967) en el sector de la Alta Ribagorça. Esta Formación aflora en el límite Sur de la zona de estudio y aparece sobre las pizarras del Silúrico. Son alternancias decimétricas o métricas de calizas con chert y pizarras, con alguna intercalación arenosa (Fig. 9), en la que se han encontrado restos fósiles de corales y crinoideos. A partir del estudio de conodontos se ha datado como Lochkoviense Inferior (Valenzuela, 1989) - Praguense (Arche, 1971; Boersma, 1973). La sedimentación de la Formación Rueda se produjo en un medio marino hemipelágico poco profundo (Valenzuela, 1994).

Rocas ígneas

Hacia el Este de la zona estudiada afloran abundantes cuerpos ígneos que forman parte del Granitoide de Lys-Caillaouas (Fig. 1b). Este Granitoide se presenta como un lacolito subparalelo a la foliación principal de la zona (S_1 en este trabajo), y en el que son abundantes los enclaves de esquistos. Dentro del cuerpo ígneo se reconocen granodioritas porfiroides, cuarzo-dioritas y leucogranitos (Clin, 1964). En el SE de la zona estudiada se reconoce un afloramiento alargado en dirección NO-SE, con morfología de sill, de tipo intermedio o básico (Ríos et al., 1978), con una anchura de varias decenas de metros y rodeado por una aureola de metamorfismo de grado medio (Fig. 2), relacionado al granitoide de Lys-Caillaouas.

Recientemente, el granitoide de Lys-Caillaouas ha sido datado por el método U-Pb en circones y ha proporcionado dos edades: una temprana, de 331-323 Ma (López-Sánchez et al., 2019) y otra tardía, de 306+2 Ma (Esteban *et al.*, 2015) y de 297+2 Ma (López-Sánchez et al., 2019). Parece, por lo tanto, que han tenido lugar dos pulsos magmáticos a lo largo de la Orogenia Varisca: uno en el Serpukhoviense (Carbonífero) y otro en el límite Carbonífero-Pérmico (Kasimoviense-Asseliense).

Estructura

El estudio de la estructura del Macizo de Lys-Caillaouas, se ha visto dificultado históricamente por la escasa información estratigráfica y por la complejidad estructural, ya que se superponen varios episodios de deformación, producidos bajo condiciones de metamorfismo de diferente grado. Clin (1964) fue el primer autor que estudió en detalle las estructuras de la zona y realizó varios cortes geológicos. Posteriormente, varios autores de la Escuela de Utrech publicaron trabajos en los que se aportaron nuevos datos sobre la estructura, proponiendo una secuencia de deformación relacionada con el metamorfismo, basándose en mapas y cortes geológicos detallados, así como en diversos estudios microestructurales (Aerden, 1994, 1995a; De Bresser et al., 1986; Den Brok, 1989; Kriegsman, 1989; Kriegsman et al., 1989).

Con base en los datos del presente trabajo, en la zona estudiada se diferencian varios episodios de deformación varisca (pre-orogénicos y sin-orogénicos) acompañados de metamorfismo, a los que, posiblemente, se superpone la deformación alpina. En el mapa y el corte geológico realizado en este trabajo (Figs. 2, 10), se observa que el sector septentrional está dominado por pliegues de escala kilométrica y vergencia Norte, a los que se asocia la foliación principal (S_1) de este sector (estructuras D1). En el Sur de la zona estudiada, la foliación S_1 se presenta intensamente crenulada por pliegues derechos de dirección E-O (estructuras D2). Estos dos dominios se encuentran separados por la Falla de Eriste-Valarties, de dirección E-O, y que constituye el límite Sur del Macizo de Lys-Caillaouas. En

trabajos anteriores, esta falla había sido denominada Falla Esera-Gistaín (Hilario, 2004; Kriegsman et al., 1989; Wennekers, 1968), o Falla de Puerto de la Picada-Valarties (García-Sansegundo, 1992, 1996). Puesto que se trata de la misma estructura, en este estudio se ha optado por denominarla Falla de Eriste-Valarties (FEV), haciendo referencia a las

localidades de los extremos occidental y oriental de la misma. A partir del mapa y el corte geológicos de las figuras 2 y 10, del estudio microscópico y atendiendo a criterios de superposición de estructuras, en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Cail-lauas se observan los siguientes episodios de deformación:

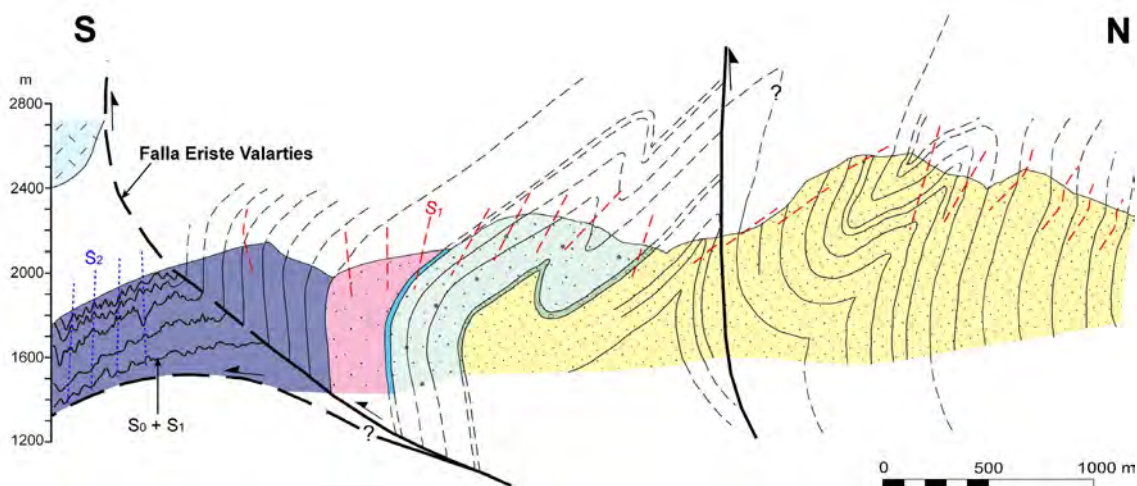


Figura 10. Corte geológico A-A' correspondiente al sector suroccidental del Macizo de Lys-Cail-lauas. Ver situación y leyenda en la figura 2.

Estructuras pre-orogénicas variscas

A escala de afloramiento, la Serie de Jujols, situada en la mitad septentrional de la zona estudiada, presenta una única foliación, que es la foliación principal varisca S_1 (Figs. 11a-b). Sin embargo, en lámina delgada se observa una foliación previa subparalela a la estratificación (Figs. 11c-d). Esta foliación (S_E) se presenta como un clivaje pizarroso que se desarrolla bien en los niveles pelíticos y se considera varisca pre-orogénica ya que no afecta a las rocas del Ordovícico Superior y Silúrico. Aunque no se han encontrado pliegues asociados a este clivaje, García-Sansegundo y Alonso (1989) en el Domo del Garona, estudiando la relación entre esta foliación y la estratificación, dedujeron que estaba ligada a estructuras vergentes al Sur.

Estas estructuras son las principales y están bien desarrolladas al Norte de la FEV en toda la sucesión presilúrica. Corresponden a pliegues asimétricos,

con dirección de E-O a NO-SE, de escala kilométrica, inclinados y vergentes al Norte, y con un ángulo entre flancos de unos 40° , cuyo plano axial se inclina entre 45° y 65° hacia el Sur. Asociado a estos pliegues se desarrolla un clivaje (S_1) que constituye la foliación regional en este sector. La línea de intersección entre estratificación y foliación S_1 , tiene una dirección E-O, y es subhorizontal. La vergencia de los pliegues queda confirmada en numerosos puntos del área estudiada, donde son conocidas la polaridad de la serie, y las relaciones estratificación-foliación (S_1).

En las rocas del Ordovícico y del Silúrico, la foliación S_1 está definida por la orientación dimensional preferente de pequeños cristales de cuarzo y micas (Fig. 12) y se genera bajo condiciones metamórficas de bajo grado. En rocas pelíticas, esta foliación corresponde a un clivaje pizarroso y, en rocas cuarcíticas, se presenta como un clivaje grosero o incluso no llega a desarrollarse. En la Serie de Jujols la S_1 se

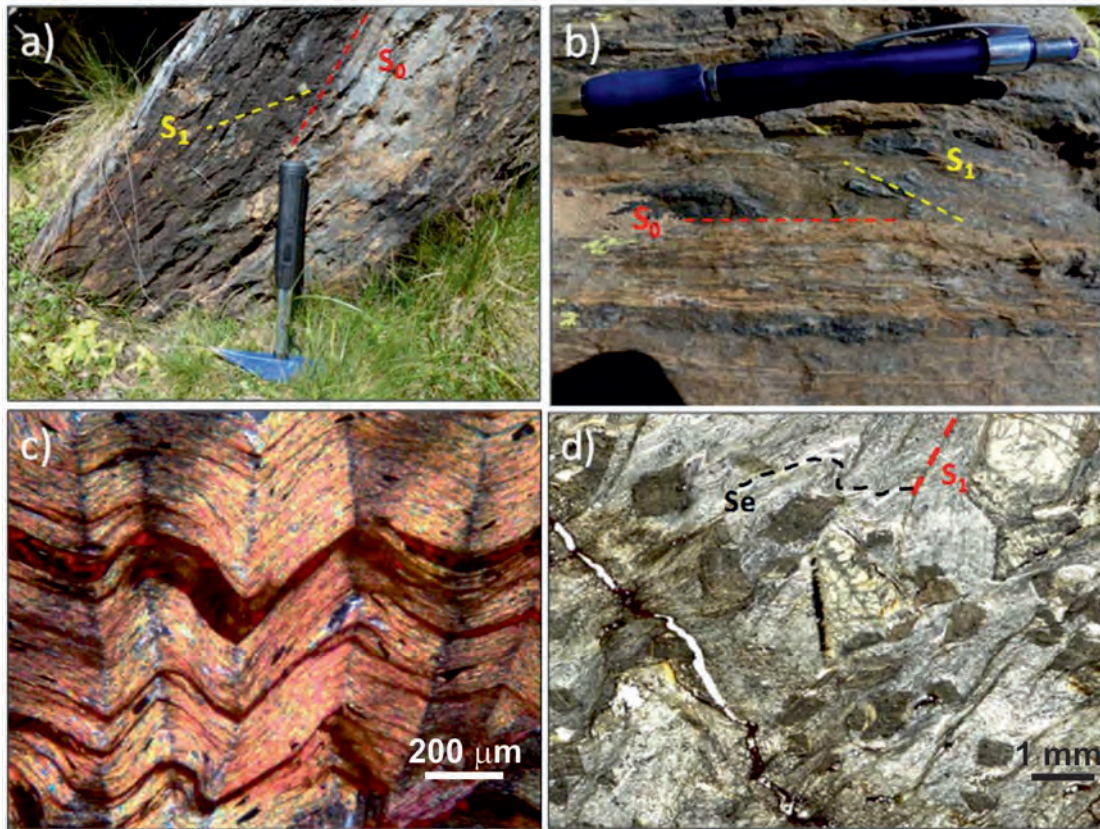


Figura 11. (a y b) Aspecto de campo de dos afloramientos de la Serie de Jujols donde únicamente se observa la foliación S_1 , y la estratificación. La foliación S_E no se reconoce a esta escala. (c) Imagen microscópica de la foliación S_E crenulada por micropliegues de primera generación varisca, dando como resultado la foliación principal S_1 (subvertical en la imagen). El margen inferior de la foto equivale a 1,35 mm. (d) Aspecto microscópico de la S_1 , que corresponde a una crenulación de la S_E . El margen inferior de la imagen equivale a 9 mm.

presenta como un clivaje de crenulación, resultado del microplegamiento de la foliación pre-orogénica varisca (S_E) (Fig. 11c). Los microlitones tienen un espesor medio de 100 mm, que varía dependiendo del grado de competencia de la roca y, es en ellos donde se observa la foliación pre-orogénica varisca (S_E).

Estructuras sin-orogénicas variscas D2

Las estructuras de segunda generación son escasas al Norte de la FEV y sólo se han observado bien desarrolladas en la parte meridional del Macizo de Lys-Caillaouas, donde son las principales estructuras que afectan a las capas devónicas y a parte de las pizarras silúricas. Este episodio de deformación está caracterizado por pliegues derechos y apretados, ver-

ticales o ligeramente vergentes al Sur, de dirección entre E-O y N-100 E, que están bien desarrollados en la sucesión devónica. Asociado a estos pliegues, se observa un clivaje de crenulación subvertical (S_2), incipiente, producido por el microplegamiento de la fábrica previa (S_1) (Fig. 13).

Falla de Eriste-Valarties (FEV)

Atraviesa la zona estudiada por el Sur, con dirección E-O, en posición subvertical o ligeramente inclinada al Norte. En sectores situados más al Este, como el valle de Benasque, la FEV superpone rocas de la sucesión cambro-ordovícica sobre rocas carboníferas (Clin, 1964). Sin embargo, en el sector estudiado tiene escaso desplazamiento y se sitúa entre las pizarras del Silúrico, separando dos dominios:

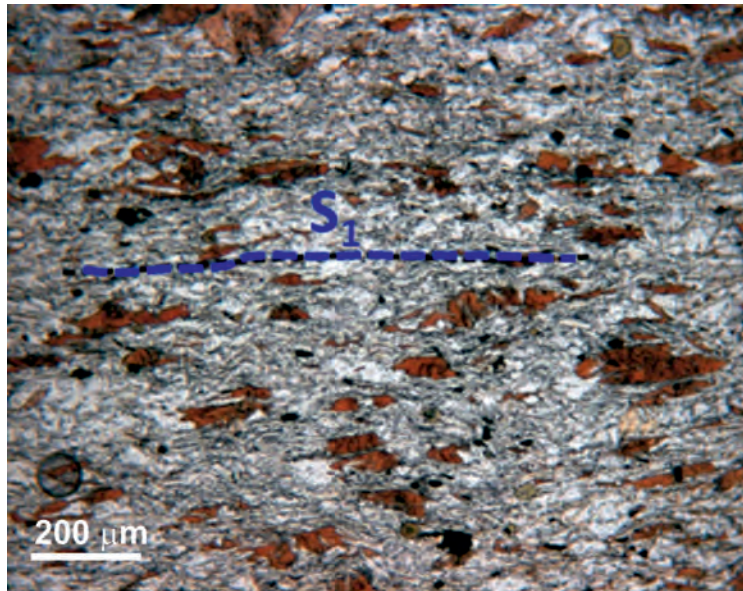


Figura 12. Aspecto de la foliación S_1 definida por la orientación dimensional preferente de granos de cuarzo, moscovita y biotita en una lámina delgada de la Formación Cavá. El lado inferior equivale a 1,35 mm.

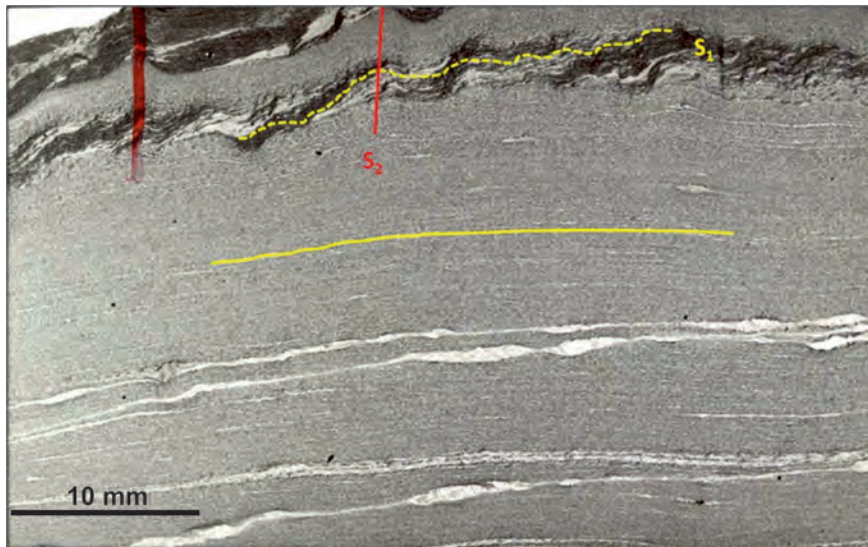


Figura 13. Desarrollo incipiente de la foliación S_2 subvertical en las calizas de la Formación Rueda, a partir de la crenulación de la S_1 , subhorizontal. El margen inferior de la imagen equivale a 46 mm.

- En el dominio Norte las estructuras principales son las D1, siendo el clivaje S_1 la foliación principal. En las figuras 8 y 14a, se observa a las ampelitas silúricas del bloque septentrional de la FEV únicamente afectadas por el clivaje S_1 . Está dispuesto en posición vertical en el flanco Sur de un pliegue con el plano axial inclinado al Norte y asociado a la FEV (véase el corte geológico de la figura 10).
- En el dominio situado al Sur de la FEV, las ampelitas silúricas presentan la S_1 intensamente deformada por pliegues D2 de esca-

la decimétrica y centimétrica (Figs. 14b-c). El hecho de que la FEV represente el límite entre estos dos dominios, parece indicar que existe una relación genética entre su desarrollo y el de las estructuras D2.

Al Este de la zona estudiada, la FEV corta al Granitoide de Lys-Caillaouas, así como a las isogradas de metamorfismo de su entorno (Fig. 1b). Por lo tanto, y a la luz de la edad Carbonífero superior-Pérmico del Granitoide de Lys-Caillaouas (Esteban et al., 2015; López-Sánchez et al., 2019), se puede constatar el papel jugado por la FEV como cabalgamiento alpino.

Otras fallas y estructuras alpinas

Aparte de la FEV, en el Norte del mapa geológico realizado en este trabajo (Fig. 2), existe otra falla de

dirección NO-SE, vertical, que corta un pliegue D1 de escala hectométrica, elevando el bloque Norte. Esta falla se encuentra cortada por otras, transversales, de dirección NE-SO. A diferencia de la FEV no se han encontrado evidencias que indiquen las relaciones entre esta falla y las estructuras D2.

Tampoco se han encontrado datos que indiquen la existencia de otras estructuras alpinas en la zona estudiada, si bien, y al igual que la FEV, algunas de las fallas descritas pudieron haber tenido una reactivación en este ciclo orogénico.

Al Oeste del sector estudiado se encuentra el Cabalgamiento de Gavarnie, una de las estructuras alpinas más importantes en la cordillera pirenaica, que da lugar a una ventana tectónica situada en el circo de Gavarnie (Fig. 1a), donde rocas de edad Devónica se superponen a rocas del Mesozoico. Choukroune

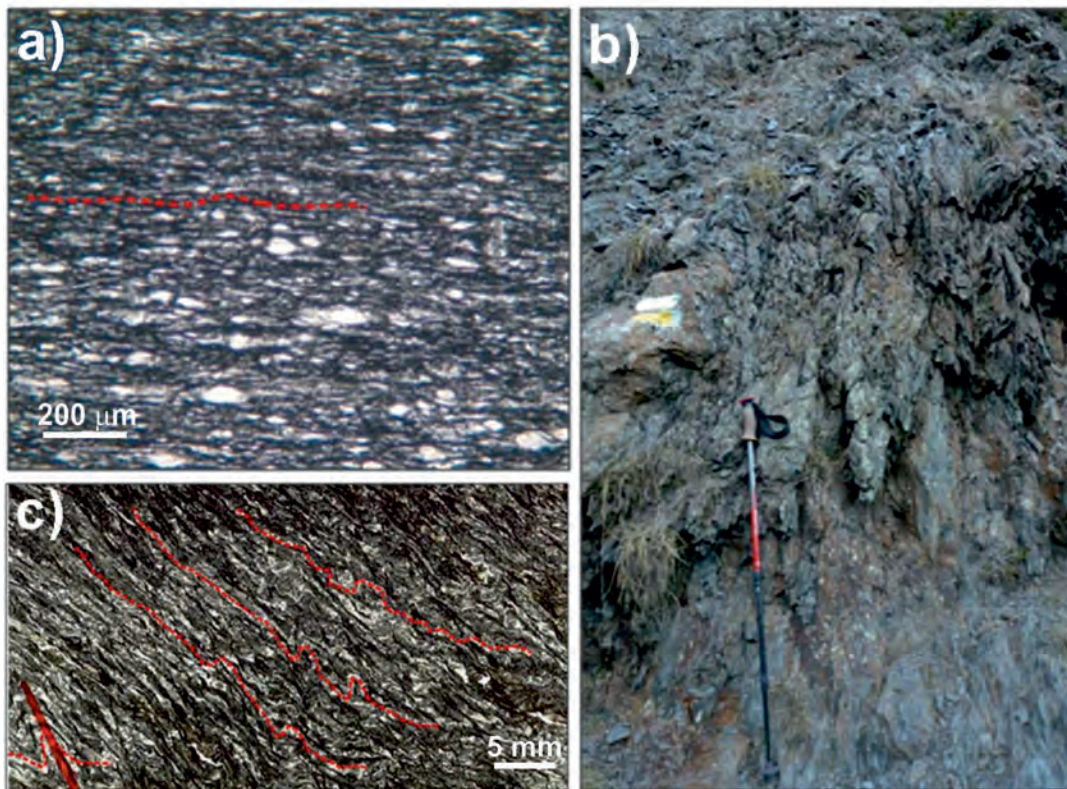


Figura 14. (a) Aspecto de las pizarras silíceas al Norte de la Falla de Eriste-Vallarties, donde únicamente se observa la foliación S_1 , correspondiente a un clivaje pizarroso. El lado inferior de la fotografía equivale a 1,35 mm. (b) Pizarras silíceas al Sur de la FEV microplegada por estructuras D2. (c) Pizarras del Silúrico localizadas al Sur de la FEV donde la foliación S_1 se presenta creanulada por pliegues D2. El lado inferior de la fotografía equivale a 46 mm.

et al. (1968) dedujeron una edad de emplazamiento para este cabalgamiento entre Eoceno Superior y Oligoceno Inferior. Hacia el Este del circo de Gavarnie, reaparece el cabalgamiento, dando lugar a una semi-ventana tectónica (extremo occidental de la figura 1b), en la que, en su rama Norte se verticaliza, a la vez que se reduce el desplazamiento, tal y como fue observado en los sectores del valle Lys y Valarties, al Este de la zona estudiada (Ortuño et al., 2008; Soler et al., 1998). Al Oeste de la zona estudiada, en las calizas cretácicas de la cobertera mesozoica del bloque inferior del Cabalgamiento de Gavarnie se observaron pliegues, mientras que, en las pizarras silúricas fueron reconocidas pequeñas zonas de cizalla. Estas estructuras fueron relacionadas con una deformación dúctil asociada a este cabalgamiento (De Bresser et al., 1986). La disminución del acortamiento producido por el Cabalgamiento de Gavarnie hacia el Este, da pie a pensar en que parte de su desplazamiento pudo haber sido transferido a otras fallas. En este sentido, algunas de las fallas situadas en el valle de la Pez (al Norte de la zona estudiada) y las descritas en este trabajo, pudieron haber absorbido parte del acortamiento del Cabalgamiento de Gavarnie.

Metamorfismo

En el sector septentrional de la zona estudiada, con frecuencia se alcanzan condiciones de metamorfismo de grado medio. En estos casos, la foliación S_1 se presenta como una esquistosidad, donde los porfiroblastos de biotita se orientan con la misma dirección que la S_1 (Fig. 15); así, algunos autores han sugerido crecimientos de biotita previos y contemporáneos con el clímax del metamorfismo (Lister et al., 1986). Además, bajo estas condiciones metamórficas, tiene lugar el crecimiento de porfiroblastos de cordierita, estaurolita y andalucita sobre la S_1 . La distribución de los porfiroblastos en el sector estudiado es irregular, variando el grado metamórfico de unas zonas a otras, desarrollándose preferentemente en algunos tramos de menos de 2 km (Fig. 2). Esta distribución del metamorfismo puede ser debida a la presencia de pequeños cuerpos ígneos próximos a la superficie. Al Este de la zona estudiada, en las proximidades del Granitoide de Lys-Caillouas, varios autores propo-

nen una temperatura media de 600 °C y una presión media de 3 kbar para el clímax del metamorfismo (De Bresser et al., 1986; Kriegsman et al., 1989).

En el valle de Chistau, los cristales de granate se generan principalmente en la Formación Cavá desarrollándose mejor en bandas pelíticas y pudiendo llegar a formar una cuarzo-filita granatífera (Fig. 16a). En unos casos se presentan como minerales idiomorfos, sin inclusiones, con bordes rectos e isotropos; y en otros se presentan débilmente rotados y con bordes corroídos. Estos dos tipos de granates podrían indicar que se formaron en fases diferentes de metamorfismo. Existen evidencias de que la mayoría de los porfiroblastos son post-tectónicos respecto la foliación principal S_1 , como se muestra en la figura 16b en la que una cordierita contiene inclusiones de la foliación S_1 microplegada. Por otro lado, muchos porfiroblastos presentan sombras de presión y una ligera rotación, sugiriendo una débil componente de deformación por cizalla post-D1. Observaciones de este tipo se han realizado en estaurolitas de la Formación Cavá (Fig. 17) y en cristales de la Formación Ansobell (Fig. 18). Igualmente, los cantos del conglomerado de la Formación Rabassa se encuentran imbricados y llegan a desarrollar estructuras sigmoidales (Fig. 5). La deformación responsable de la rotación de los porfiroblastos también es observable en algunos afloramientos, donde existen evidencias de deformación por cizalla post-D1 afectando a la foliación S_1 (Fig. 19). Se han encontrado cristales de estaurolita inter- sin-tectónica (Fig. 17), que se desarrollan posteriormente a la foliación S_1 , sincrónicamente a la rotación producida por la deformación por cizalla post-D1. Después de la rotación de los porfiroblastos se produce un aplastamiento que reestructura la S_1 alrededor del cristal rotado, dando lugar a la foliación externa que rodea el cristal. El aplastamiento de la foliación S_1 , posiblemente se produce como consecuencia del emplazamiento del Granitoide de Lys-Caillouas. A escala de afloramiento, no se ha observado una orientación mineral preferente de los porfiroblastos, lo que indica que la deformación por cizalla no se produjo de una forma generalizada en la zona. Por otro lado, en la Serie de Jujols se han encontrado indicios de retrometamorfismo como se muestra en la figura 20, produciéndose el crecimiento de biotitas en la corona de una estaurolita, indicando una disminución de la temperatura.

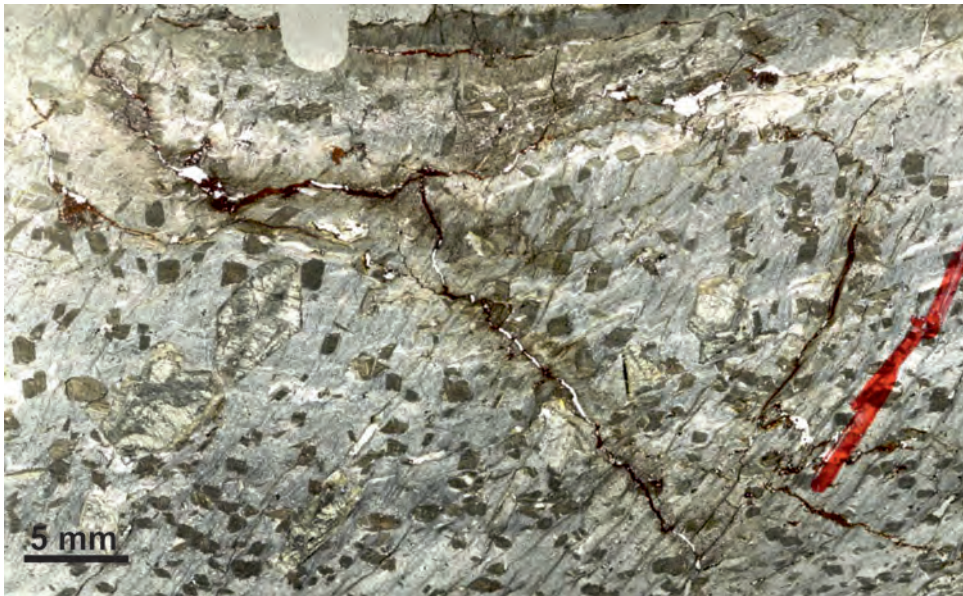


Figura 15. Biotitas en la Serie de Jujols ligeramente orientadas respecto la S1 (línea roja). El margen inferior de la imagen equivale a 46 mm.

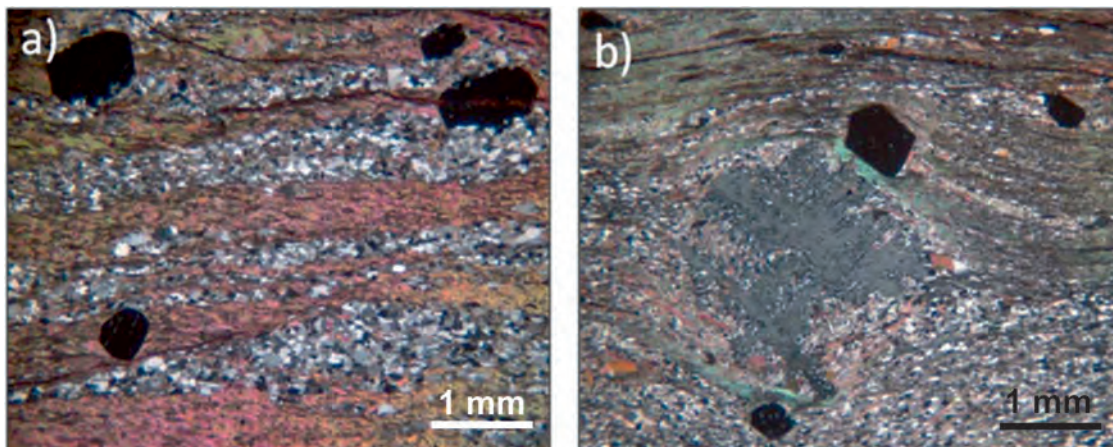


Figura 16. (a) Crecimiento de porfiroblastos de granate en las partes más pizarrosas de la Formación Cavá. El margen inferior de la imagen equivale a 5,3 mm. (b) Cordierita port-tectónica en la Formación Cavá, donde se observan las inclusiones de la foliación interna S_1 microplegada.

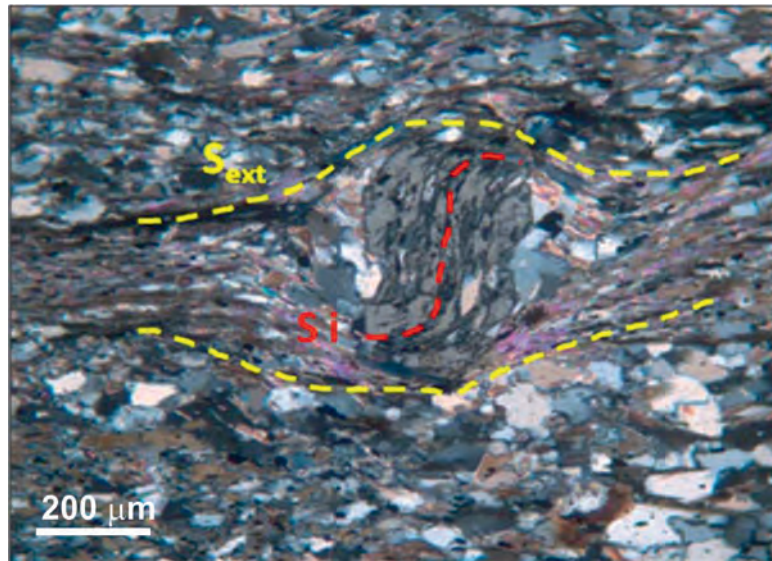


Figura 17. Aspecto de un porfiroblasto inter- sintectónico de estaurolita de la Formación Cavá. Presenta una foliación interna, ligeramente plegada, rodeada por una foliación externa posterior marcada por la orientación de clorita y biotita. El margen inferior de la imagen equivale a 1,35 mm.



Figura 18. Ligera rotación de los porfiroblastos de andalucita de la Formación Ansobell. El lado inferior de la imagen equivale a 5,3 mm.

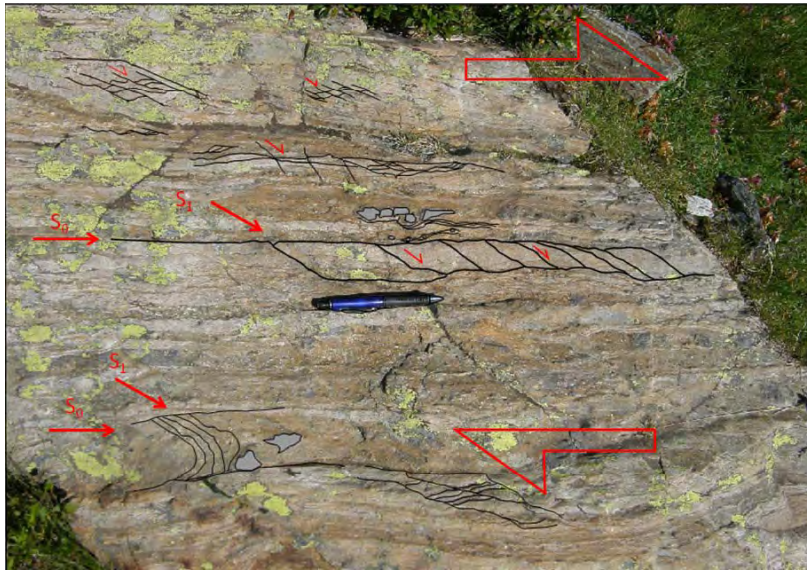


Figura 19. Evidencias de deformación por cizalla paralela a la S_0 , post-D1 en la Serie de Jujols. Nótese en la parte inferior izquierda de la fotografía, la S_1 plegada dentro de los límites de la estratificación.

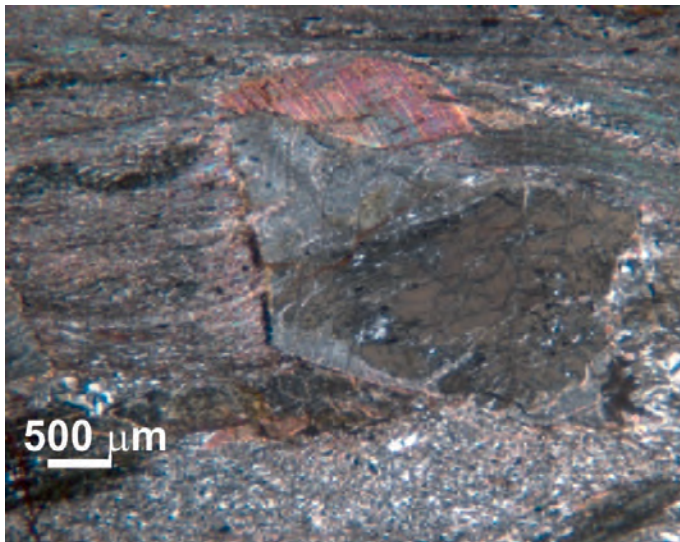


Figura 20. Crecimiento de biotitas alrededor de la estaurolita post-tectónica, lo que indica un proceso retrometamórfico. El lado inferior de la imagen equivale a 5,3 mm.

Interpretación estructural y discusión

En la zona estudiada, la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior presenta unas características que se asemejan a las observadas por diversos autores en otros sectores de los Pirineos. En lo que se refiere a la sucesión pre-Ordovícico Superior, si bien está caracterizada por la Serie de Jujols, a diferencia de otras áreas de la Zona Axial pirenaica, no han sido observados niveles estratoides y sills

de ortogneises metagraníticos, peralumínicos, precaradocienses como ocurre en otros sectores de la Zona Axial, tales como Astón, Hospitalet, Canigó y Cap de Creus (Fig. 1a) (Cavet, 1957; Carreras y Losantos, 1982; Laumonier, 1988; Liesa, 1988; Laumonier et Guitard, 1986). Estos cuerpos ígneos tienen una composición de afinidades calcoalcalinas y procedencia cortical (Guitard, 1970), por lo que han sido relacionados con una extensión (Casas et al., 2010).

En el sector suroccidental del Macizo de Lys-Cail-laouas, ha sido observada una foliación (S_E) que de-forma únicamente a la Serie de Jujols, y se considera pre-Caradoc dado que no afecta a rocas del Ordovícico Superior y Silúrico. El desarrollo de esta foliación pre-orogénica varisca también se ha interpretado como relacionado con una extensión durante el Ordovícico y Silúrico (García-Sansegundo et al., 2011; Clariana, 2015). Asimismo, en otros sectores de la Zona Axial pirenaica, existen evidencias cartográficas del carácter discordante de las series del Ordovícico Superior sobre la sucesión cambro-ordovícica (Santana-ch, 1972; Laumonier et Guitard, 1986; García-Sansegundo y Alonso, 1989). En el Domo del Garona, García-Sansegundo et al. (2004) observaron esta discordancia y también la interpretaron como un evento extensional de edad pre-Caradoc. Igualmente, dentro del ámbito de la zona estudiada, Den Brok (1989) relacionó con una deformación pre-orogénica varisca, la diferente orientación que presentan las lineaciones de intersección variscas en las rocas situadas debajo y encima del conglomerado de la Formación Rabassa. Por otra parte, existen mineralizaciones de Zn-Pb de tipo estratoligado (SEDEX y/o *Mississippi Valley*) observables en el Puerto de Benasque, al Este del Macizo de Lys-Caillaouas (Fig. 1b) (García-Sansegundo et al., 2014), y en el Domo del Garona (Cardellach et al., 1996; Pouit, 1986) (Fig. 1a), cuya edad tipo está comprendida entre el Ordovícico Superior y el Devónico Inferior. La formación de estos yacimientos también apoya una extensión pre-orogénica varisca, si bien, posteriormente estos yacimientos pudieron haber sido removilizados durante la deformación varisca (Alonso, 1979; García-Sansegundo y Alonso, 1989).

Desde los trabajos en la Zona Axial de los Pirineos de los geólogos de la Escuela de Leiden (Zwart, 1979) se ha observado que las estructuras variscas están distribuidas en dos dominios estructurales: *Infraestructura* y *Supraestructura* (Zwart, 1963). Según este autor, la *Infraestructura* presenta esencialmente un buen desarrollo de estructuras subhorizontales, algunas de las cuales se desarrollan contemporáneamente con el clímax del metamorfismo varisco, pudiéndose alcanzar condiciones de alto grado. Por otro lado, para Zwart (1963), la *Supraestructura* se caracteriza por el desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas asociadas,

generalmente con dirección E-O, que se disponen desde verticales a vergentes al Sur y desarrolladas bajo condiciones metamórficas de muy bajo grado. Este mismo autor consideró que ambos dominios eran coetáneos. Esta división y su interpretación ha sido tema de una amplia discusión, lo que ha servido de base para que diferentes autores propusiesen diversos modelos, una síntesis de los cuales fue realizada por Carreras y Capellà (1994). Los tres modelos más significativos propuestos son los siguientes:

Modelo 1: Evento extensional previo a la compresión principal. Varios autores de la Escuela de Toulouse propusieron que la foliación subhorizontal se desarrolla debido al ascenso diapírico de cuerpos graníticos, que denominaron “domos estructuro-metamórficos” (Pouget, 1991; Soula, 1982). Estos mismos autores también consideraron que, si el evento metamórfico es previo al máximo acortamiento cortical asociado a los últimos pliegues variscos, un evento extensional precoz, relacionado con un *rifting*, pudo ser el responsable del desarrollo de la foliación horizontal (Soula et al., 1986). Por otra parte, (Wickham y Oxburgh, 1985, 1986) proponen una situación tectónica y metamórfica bajo condiciones de *rifting* para el Varisco de los Pirineos. Esta interpretación fue enérgicamente discutida por Matte y Mattauer (1987) en una publicación cuyo título es: “La Orogenia Hercínica en los Pirineos no fue un episodio de *rifting*”.

Modelo 2: Colapso extensional. Los geólogos de la Escuela de Utrech (Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Kriegsman et al., 1989; Vissers, 1992; Aerden, 1994), sucesores de los de Leiden, en una etapa posterior, interpretaron que la foliación subhorizontal de la *Infraestructura* se produjo posteriormente a la foliación vertical de la *Supraestructura*, simultáneamente al clímax metamórfico, debido a un colapso extensional.

Modelo 3: Foliación vertical posterior a la horizontal. Los geólogos de la Escuela de Montpellier (Séguret y Proust, 1968a, 1968b; Matte, 1969) consideran que la primera foliación en desarrollarse es la foliación horizontal, formada en niveles más profundos que la vertical. Matte (1969) considera que la foliación vertical se desarrolla sobre un nivel de despegue si-

tuado en la base del Silúrico, mientras que Séguret y Proust (1968a, 1968b), al no observar este nivel de despegue, propusieron que la transición de estructuras horizontales a verticales es gradual, desarrollándose primero las horizontales y después las verticales. De acuerdo con este modelo están los trabajos realizados por autores de la Universidad de Oviedo, los cuales proponen que las estructuras verticales (D2 del presente trabajo) se relacionan con cabalgamientos variscos de dirección E-O (García-Sansegundo, 1990, 1992, 1996; Clariana y García-Sansegundo, 2009; García-Sansegundo et al., 2011; Clariana, 2015). De acuerdo con Matte (1969), estos autores consideran que unos cabalgamientos estarían despegados en la base del Silúrico y otros en niveles más profundos, dentro de la sucesión cambro-ordovícica. La interpretación de que las estructuras subhorizontales son anteriores a las subverticales también fue apoyada por Carreras y Capella (1994).

Como se ha dicho arriba, en el sector oriental del Macizo de Lys-Caillaouas, Kriegsman et al. (1989) proponen que la foliación subhorizontal de la *Infraestructura*, se desarrolla posteriormente a la foliación vertical, debido a una extensión, de acuerdo con el modelo 2. Sin embargo, a la vista del corte geológico y del estudio microestructural realizados en el presente trabajo, se puede constatar que la foliación principal S_1 , se corresponde con la foliación principal de la *Infraestructura* de (Zwart, 1963), mientras que la foliación S_2 resulta del microplegamiento de la S_1 , por lo que estos datos estarían de acuerdo con el modelo 3.

De manera similar a Zwart (1963), en la zona estudiada, se pueden distinguir dos dominios estructurales: uno septentrional, donde dominan las estructuras D1 y otro meridional, con predominio de las D2. Ambos dominios están separados por la FEV, por lo que se interpreta que es la responsable de esta distribución espacial de las estructuras variscas. Por ello, parece factible pensar que esta falla corresponde a un cabalgamiento D2, con su nivel de despegue dentro o debajo de la Serie de Jujols, lo que está de acuerdo con la interpretación de García-Sansegundo et al. (2011). El pliegue de plano axial inclinado al Norte, que se desarrolla en las capas del bloque superior, y deforma la foliación S_1 , se interpreta como la rampa

frontal asociada a este cabalgamiento (Fig. 10), mientras que en el bloque meridional de la FEV se desarrollan pliegues D2 relacionados con la propia falla.

Después del episodio de deformación varisca D1 se produce el crecimiento de porfiroblastos indicadores un episodio metamórfico de grado medio. Los porfiroblastos muestran evidencias de haberse formado posteriormente a la foliación S_1 , por lo que se han interpretado como post-tectónicos respecto a esta fase de deformación (Fig. 16b). En algunos casos, se produce una débil rotación de la foliación S_1 , la cual está deformada dentro de estos porfiroblastos (Fig. 17). Después de la rotación de los porfiroblastos, se produce un aplastamiento y recrecimiento de la S_1 , observada en la foliación externa de algunos cristales (Fig. 17). Estas observaciones sugieren una deformación por cizalla local, que se puede relacionar con el emplazamiento del Granitoide de Lys-Caillaouas, situado al Este de la zona estudiada. Mezger y Passchier (2003) estudiaron las relaciones entre deformación y metamorfismo del Domo de Bossost, situado al SO del Domo del Garona (Fig. 1a), e interpretaron la rotación y el aplastamiento de la foliación S_1 como debida a un episodio de deformación por cizalla extensional que produjo un adelgazamiento de la corteza (previamente engrosada por las estructuras D1) relacionada con el emplazamiento del Granitoide de Bossost. La secuencia propuesta por Passchier y Mezger (2003) es similar a la observada en la zona de estudio, si bien, en el presente trabajo, la magnitud de la deformación por cizalla es menor que la descrita por estos autores.

A la luz de las dos edades de emplazamiento obtenidas en el Granitoide de Lys-Caillaouas: una entre 331-323 Ma (López-Sánchez et al., 2019) y otra entre 306 y 297 Ma (Esteban et al., 2015; López-Sánchez et al., 2019), es factible interpretar que la edad del último evento de emplazamiento y cristalización de este cuerpo ígneo corresponde a la segunda edad obtenida que es, por lo tanto, tardivarisca (entre el final del Carbonífero y principios del Pérmico). Lo cual permite a su vez interpretar que el primer episodio magmático se produjo en etapas tempranas de la deformación varisca, quizás contemporáneo y o algo posterior al desarrollo de las estructuras D1.

En la zona estudiada, no es posible relacionar la deformación D2 con la intrusión del Granitoide de Lys-Caillaouas, sin embargo, su edad tardivarisca, sugiere que las estructuras D2 se desarrollaron antes del emplazamiento del mismo. Por lo tanto, el he-

cho de que la FEV corte el Granitoide de Lys-Caillaouas, debe interpretarse como un re juego alpino de la falla. En la figura 21 se propone un modelo de la evolución tectono-metamórfica de la zona de estudio.

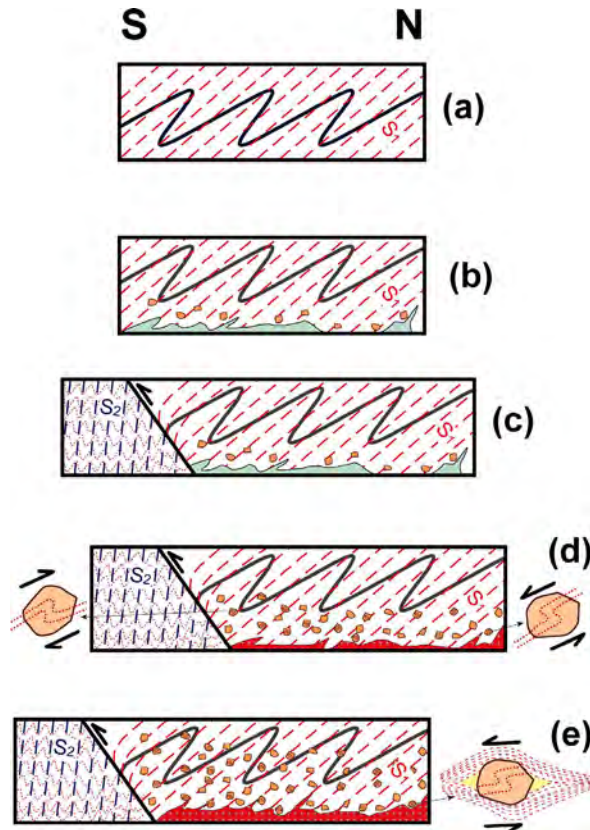


Figura 21. Evolución tectono-metamórfica varisca del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas: (a) Desarrollo de la foliación S_1 paralela al plano axial de los pliegues D1 vergentes al Norte. (b) Posiblemente en este momento tiene lugar un primer pulso magmático, con metamorfismo regional asociado, y crecen porfiroblastos de biotita, clorita, estauroлита, cordierita y andalucita. (c) Se generan la FEV y pliegues D2 y la foliación S_2 en las rocas silúricas y devónicas del bloque meridional, como resultado del microplegamiento de la S_1 . (d) Se emplaza el Granitoide de Lys-Caillaouas y se produce una deformación por cizalla que se observa en la foliación interna de algunos porfiroblastos rotados que contienen la S_1 en su interior. (e) Como consecuencia de la intrusión principal se desarrolla también el metamorfismo de contacto y deformación de cizalla que genera las sombras de presión en los porfiroblastos y un recrecimiento de la S_1 por aplastamiento, desarrollándose una foliación externa en algunos porfiroblastos.

Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes:

- Se han diferenciado en la cartografía geológica las unidades del Ordovícico Superior, lo que unido al estudio de la relación entre la foliación S_1 y la estratificación, ha permitido reconstruir las principales estructuras D1 de la zona.
- Se han diferenciado y caracterizado tres episodios de deformación: pre-orogénico varisco y D1 y D2 variscos.

- En las zonas con metamorfismo de grado medio, el estudio de los porfiroblastos y su relación con las diferentes foliaciones tectónicas ha permitido elaborar un modelo coherente con el que es posible explicar la evolución tectono-metamórfica y su relación con las intrusiones ígneas.
- Se ha relacionado la FEV, que divide la zona estudiada en dos dominios, uno con predominio de las estructuras D1 y otro con predominio de las estructuras D2, con el episodio de deformación varisco D2. Asimismo, y dado que la falla corta el Granitoide de Lys-Caillaouas, cuya edad de cristalización es tardivarisca, se puede constatar que esa falla ha tenido un re juego alpino.

Agradecimientos

Se agradece a los dos revisores por mejorar la calidad de este manuscrito. Este artículo forma parte de mi Tesis de Máster de Recursos Geológicos y Geotecnia (Univ. de Oviedo). Agradezco a Joaquín García-Sansegundo su tutoría y dirección. Esta investigación ha sido parcialmente financiada por el proyecto CGL2006-08822/BTE.

Referencias

- AERDEN, D. G. A. M. (1994): Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas Massif. *Tectonophysics*, 238(1-4): 139-160. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90053-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90053-1)
- AERDEN, D. G. A. M. (1995a): Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 17(5): 709-725. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00090-m](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00090-m)
- AERDEN, D. G. A. M. (1995b): Tectonic levels in the Paleozoic Basement of the Pyrenees: A review and a new interpretation - Discussion. *Journal of Structural Geology*, 17(10): 1489-1491. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00049-j](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00049-j)
- ALONSO, J. L. (1979): Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales). Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo, 26 p.
- ANDRÉ, J. P. (1985): Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la vallée du Lys, zone axiale des Pyrénées. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(4): 515-521.
- ARCHE, A. (1971): Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique (Pirineos Centrales, España, Francia). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 197 p.
- BERTRAND, L. (1910): Carte géologique à 1: 80.000, n° 252 (Bagnères de Luchon), 1^a édition. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- BOERSMA, K. T. (1973): Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 303-377.
- CARDELLACH, E., CANALS, A. y PUJALS, I. (1996): La composición isotópica del azufre y del plomo en las mineralizaciones de Zn-Pb del Valle de Aran (Pirineo Central) y su significado metalogénico. *Estudios Geológicos*, 52: 189-195.
- CARRERAS, J. y CAPELLÀ, I. (1994): Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16(11): 1509-1524.
- CARRERAS, J. y LOSANTOS, M. (1982): Geological setting of the Roses granodiorite (E-Pyrenees, Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 7: 211-217.
- CASAS-SAIZ, A. M., OLIVA-URCIA, B., ROMÁN-BERDIEL, T. y PUEYO, E. L. (2003): Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16(2-6): 99-117. <https://doi.org/10.1016/j.geoact.2003.09.001>
- CASAS, J. M. (2010): Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geological Magazine*, 147(5): 674-689. <https://doi.org/10.1017/s0016756809990756>
- CASAS, J. M., CASTIÑEIRAS, P., NAVIDAD, M., LIESA, M. y CARRERAS, J. (2010): New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP zircon data from the Canigo massif. *Gondwana Research*, 17(2-3): 317-324. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.10.006>
- CAVET, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique).

- Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, 254: 303-518.
- CHOUKROUNE, P. (1989): The ECORS Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and the Overall Structure of an Orogenic Belt. *Tectonics*, 8(1): 23-39.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS PYRENEES TEAM (1988): The ECORS deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(6156): 508-511.
- CHOUKROUNE, P. y SÉGURET, M. (1973): Tectonics of the Pyrenees: role of gravity and compression. En: K. A. De Jong y R. Scholten (eds.): *Gravity and Tectonics*, Willey New York, 141-156.
- CHOUKROUNE, P., MARTÍNEZ, C., SÉGURET, M. y MATTAUER, M. (1968): Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Série D*, 266(13): 1360-1363.
- CHOUKROUNE, P., ROURE, F. y PINET, B. (1990): Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173(1-4): 411-423. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90234-y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90234-y)
- 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, Universidad de Oviedo, 190 p.
- CLARIANA, P. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2009): Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180(6): 501-511.
- CLARIANA, P., VALVERDE-VAQUERO, P., RUBIO-ORDOÑEZ, Á., BERANOAGUIRRE, A. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2018): Pre-Variscan tectonic events and Late Ordovician magmatism in the Central Pyrenees: U-Pb age and Hf in zircon isotopic signature from subvolcanic sills in the Pallaresa massif. *Journal of Iberian Geology*, 44(4): 589-601. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0076-0>
- CLIN, M. (1964): Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque de Lys. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 27: 1-379.
- CLIN, M., DE LA ROCHE, H., LELONG, F. y POTY, B. (1963): Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys - Caillaouas (Pyrénées centrales). *Sciences de la Terre*, 9(2): 149-174.
- CLIN, M., LELONG, F., POTY, B., DE LA ROCHE, H., FAURÉ, J., MACAUDIÈRE, J., PELISSONIER, H., KLEISMIEDE, J.W., BLANQUART, P. R. (1989): Carte géologique de la France à 1: 50.000, n° 1084, Bagnères de Luchon (Notice explicative de la feuille pour Clin, M.; Taillefer, F.; Pouchan, P.; Muller, A.), *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, 80 p.
- DALLONI, M. (1910): Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 19: 1-444.
- DE BRESSER, H. P., MAJOUR, F. J. M. y PLOEGSMA, M. (1986): New insights in the structural and metamorphic history of the Western Lys - Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geologie en Mijnbouw*, 65: 177-187.
- DÉGARDIN, J. M. (1977): Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne). Thèse 3^{ème} Cycle, Université des Sciences Techniques de Lille, 355 p.
- DÉGARDIN, J. M. (1978): Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98: 51-58.
- DÉGARDIN, J. M. y PARIS, F. (1978): Présence de chitinozoaires dans les calcaires siluro-dévonien de la Sierra Negra (Pyrénées centrales espagnoles). *Geobios*, 11(5): 769-777.

- DEN BROK, S. W. J. (1989): Evidence for pre-Variscan deformation in the Lys-Caillaouas area, Central Pyrenees, France. *Geologie en Mijnbouw*, 68(3): 377-380.
- DÉRAMOND, J., GRAHAM, R. H., HOSSACK, J. R., BABY, P. y CROUZET, G. (1985): Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 301(16): 1213-1216.
- DESTOMBES, J. P. (1958): Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentailou (Ariège). *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 8(6): 105-112.
- DESTOMBES, J. P. y RAGUIN, E. (1953): Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 16: 337-339.
- DONNOT, M. y GUÉRANGÉ, B. (1969): Coupe du Cambro-Ordovicien de l' Hospice de France au Port de Venasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans: 69 SGL 080, 80 p.
- ESTEBAN, J. J., ARANGUREN, A., CUEVAS, J., HILARIO, A., TUBIA, J. M., LARIONOV, A. y SERGEEV, S. (2015): Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? *Geological Magazine*, 152(5): 935-941. <https://doi.org/10.1017/s001675681500014x>
- EVANS, N. G., GLEIZES, G., LEBLANC, D. y BOUCHEZ, J. L. (1998): Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 155: 209-216.
- EVANS, N. G., GLEIZES, G., LEBLANC, D. y BOUCHEZ, J. L. (1999): Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism - Journal, vol. 155, 1997, pp. 209-216 - Reply. *Journal of the Geological Society*, 156: 652-652.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1990): Structure of the Paleozoic in the Aran Valley, Axial Zone, Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(2): 229-239. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.2.229>
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1992): Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero*, 102-103: 1-167.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1996): Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: The Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18(11): 1315-1325. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00050-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00050-8)
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y ALONSO, J. L. (1989): Stratigraphy and Structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinamica Acta*, 3(2): 127-134. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105180>
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y POBLET, J. (1997): Evidence for late Variscan granitoids in the suprastructural domains of the Pyrenees. *Terra Nova*, 9(3): 145-145.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y POBLET, J. (1999): Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism - Journal, vol. 155, 1997, pp. 209-216. *Journal of the Geological Society*, 156: 651-652. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.3.0651>
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GAVALDÀ, J. y ALONSO, J. L. (2004): Preuves de la discordance de l' Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du Dôme de la Garonne (Espagne, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336(11): 1035-1040. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.009>
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., MARTÍN-IZARD, A. y GAVALDÀ, J. (2014): Structural control and geological

- significance of the Zn-Pb ores formed in the Benasque Pass area (Central Pyrenees) during the post-late Ordovician extensional event of the Gondwana margin. *Ore Geology Reviews*, 56: 516-527. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.001>
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., POBLET, J., ALONSO, J. L. y CLARIANA, P. (2011): Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, Special Publications*, 349: 169-184. <https://doi.org/10.1144/sp349.9>
- GIL-PEÑA, I., BARNOLAS, A., SANZ, J., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y PALAU, J. (2001): Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29: 57-60.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D. y BOUCHEZ, J. L. (1997a): Evidence for late Variscan granitoids in the suprastructural domains of the pyrenees - Reply. *Terra Nova*, 9(3): 145-147.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D. y BOUCHEZ, J. L. (1997b): Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9(1): 38-41.
- GUITARD, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 63: 1-353.
- HARTEVELT, J. J. A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- HILARIO, A. (2004): Relaciones entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo). Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Leioa, 300 p.
- HILARIO, A., ARANGUREN, A., TUBÍA, J. M. y PINOTTI, L. (2003): Estructura del plutón sincinemático de Lys (Zona Axial del Pirineo). *Geogaceta*, 34: 51-54.
- KLEINSMIEDE, W. F. J. (1960): Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 129-245.
- KRIEGSMAN, L. M. (1989): Structural geology of the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees. Evidence for a large scale recumbent-fold of late Variscan age. *Geodynamica Acta*, 3(2): 163-170. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105183>
- KRIEGSMAN, L. M., AERDEN, D. G. A. M., BAKKER, R. J., DENBROK, S. W. J. y SCHUTJENS, P. M. T. M. (1989): Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas Massif, Central Pyrenees - evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geologie en Mijnbouw*, 68(3): 323-333.
- LAUMONIER, B. (1988): Les groupes Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque Inferieur) des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'âge essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, 4(1): 25-38.
- LAUMONIER, B. (1997): Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers, of the orogen - Comments. *Terra Nova*, 9(3): 144-144.
- LAUMONIER, B. y GUITARD, G. (1986): Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la Zone Axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 302(7): 473-478.
- LAUMONIER, B., AUTRAN, A., BARBEY, P., CHEILLETZ, A., BAUDIN, T., COCHERIE, A. y GUERROT, C. (2004): Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(6): 643-655.
- LEYMERIE, M. (1862): Réunion extraordinaire de la Société géologique de la France à Saint Gaudens. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 1089-1163.

- LIESA, M. (1988): El metamorfismo del versant sud del massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 233 p.
- LISTER, G. S., BOLAND, J. N. y ZWART, H. J. (1986). Step-wise growth of biotite porphyroblasts in pelitic schists of the western Lys-Caillaouas massif (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 8(5), 543-562. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90004-0)
- LÓPEZ-SÁNCHEZ, M. A., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y MARTINEZ, F. J. (2019): The significance of early Permian and early Carboniferous U-Pb zircon ages in the Bossost and Lys-Caillaouas granitoids (Pyrenean Axial Zone). *Geological Journal*, 54(4): 2048-2063. <https://doi.org/10.1002/gj.3283>
- MATTE, P. (1969): Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Série D*, 268(14): 1841-1844.
- MATTE, P. y MATTAUER, M. (1987): Hercynian Orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature*, 325(6106): 739-740.
- MEY, P. H. W. (1967): The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.
- MEZGER, J. E. y PASSCHIER, C. W. (2003): Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossost dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine*, 140(5): 595-612. <https://doi.org/10.1017/s0016756803008112>
- MUÑOZ, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: K. R. McClay (ed.): *Thrust Tectonics*, Chapman y Hall, London, 235-246.
- ORTUÑO, M., QUERALT, P., MARTI, A., LEDO, J., MASANA, E., PEREA, H. y SANTANACH, P. (2008): The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics*, 453(1-4): 246-262. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.06.016>
- POUGET, P. (1991): Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost Dome (French Spanish Central Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 148: 299-314.
- POUIT, G. (1986): Les minéralisations Zn-Pb exhalatives sédimentaires de Bentaillou et de l'anticlinorium paléozoïque de Bosost (Pyrénées ariégeoises, France). *Chronique de la Recherche Minière*, 485: 3-16.
- RAGUIN, E. (1946): Découverte de roches eruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences*, 223(20): 816-817.
- RAGUIN, E. (1961): Carte géologique à 1:80.000, n° 252 (Bagnères de Luchon), 2ª série. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- RÍOS, L. M., LANAJA, J. M., BERTRAND, F. J. y RÍOS MITCHELL, J. M. (1978): Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja n° 147 (Liena). Memoria explicativa por Ríos, L. M.; Lanaja, J. M.; Bertrand; F. J.; Ríos Mitchell, J. M.; Marín Blanco, J. (1982). 2ª serie MAGNA. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid. 26 p.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERÁSTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P., DÉRAMOND, J. (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- SANTANACH, P. (1972): Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geológica Hipánica*, 5: 129-132.

- SÉGURET, M. y PROUST, F. (1968a): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Série D*, 266(4): 317-320.
- SÉGURET, M. y PROUST, F. (1968b): Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, Série D*, 266(10): 984-987.
- SOLER, D., TEIXELL, A. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1998): Amortissement lateral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II Fascicule A - Sciences de la Terre et des Planètes*, 327(10): 699-704. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80028-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80028-7)
- SOULA, J. C. (1982): Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in Central-Eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4(3): 313-342.
- SOULA, J. C., DEBAT, P., DÉRAMOND, J., GUCHEREAU, J. Y., LAMOUREUX, C., POUGET, P. y ROUX, L. (1986): Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(1): 79-93.
- TROUILLER, A. (1976): Les Terrains Paléozoïques de la vallée de Rioumajou (Pyrénées centrales). These 3^{ème} Cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 104 p. V
- ALENZUELA, J. I. (1989): Conodontos del Lochkoviense y Praguense del Pirineo Central. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 118 p.
- VALENZUELA, J. I. (1994): Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) el Pirineo Central español. *Memorias Museo Paleontología de la Universidad Zaragoza*, 5: 1-142.
- VAN DEN EECKHOUT, B. y ZWART, H. J. (1988): Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16(2): 135-138.
- VISSERS, R. L. M. (1992): Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6): 1369-1384.
- WENNEKERS, J. H. N. (1968): The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees, Spain, France. Ph. D. Thesis, University of Leiden, 46 p.
- WICKHAM, S. M. y OXBURGH, E. R. (1985): Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318(6044): 330-333. <https://doi.org/10.1038/318330a0>
- WICKHAM, S. M. y OXBURGH, E. R. (1986): A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 53-69.
- WILLIAMS, G. D. (1985): Thrust Tectonics in the South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 7(1): 11-17.
- ZWART, H. J. (1963): The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53: 170-205.
- ZWART, H. J. (1979): The Geology of the Central Pyrennes. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.