

# La estructura del Paleozoico en la transición entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán y su relación con el metamorfismo (Zona Axial pirenaica)

## *Structure of the Paleozoic in the transition between the Garonna Dome and the Aran Valley Synclinorium and its relationship with metamorphism (Pyrenean Axial Zone)*

JOAQUÍN GARCÍA-SANSEGUNDO<sup>1\*</sup>  y BEATRIZ GONZÁLEZ SANTANO<sup>2</sup> 

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España

<sup>2</sup> Geólogos del Mundo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España

\* Corresponding author: jgsansegundo@uniovi.es

---

**Resumen:** En la transición entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán en la Zona Axial pirenaica dominan las estructuras variscas, cuyo orden cronológico y relación con el metamorfismo se pretende establecer en este estudio. Los dos primeros episodios de deformación varisca (D1 y D2) originan pliegues, foliaciones tectónicas y cabalgamientos en un contexto compresivo. Entre ambos eventos se produce un primer pulso magmático, con la intrusión de sills paralelos a la foliación regional ( $S_1$ ). El episodio de deformación D3, se desarrolla en condiciones extensionales durante el colapso del Orógeno Varisco y contemporáneamente con el clímax metamórfico y la intrusión del Granitoide de Bossòst.

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

**Abstract:** In the transition between the Garonne Dome and the Aran Valley Synclinorium of the Pyrenean Axial Zone, the Variscan structures dominate, whose chronological order and relationships with the metamorphism will be attempted to be established in this study. The first two episodes of Variscan deformation (D1 and D2) developed folds, tectonic foliations and thrusts in a compressive context. Between both events a first magmatic pulse occurred, with the intrusion of sills parallel to the regional foliation ( $S_1$ ). The D3 deformation episode developed under extensional conditions at the end of the Variscan Orogeny, contemporaneously with the metamorphic climax and the intrusion of the Bossòst Granitoid.

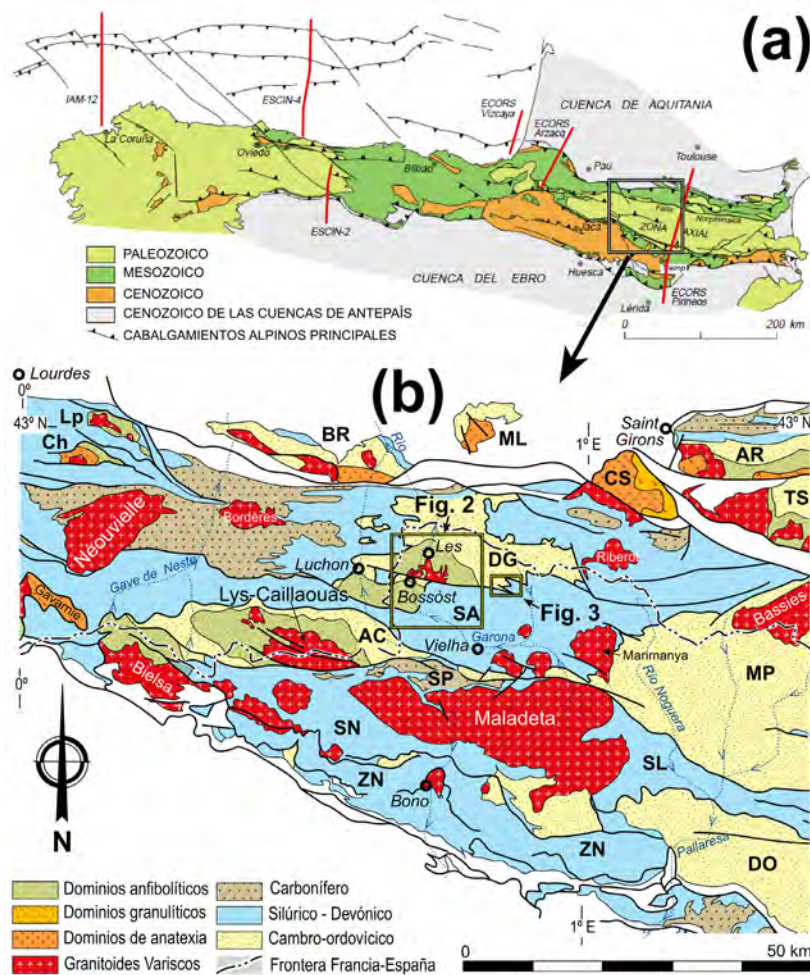
**Keywords:** Pyrenees, Paleozoic, Variscan, Silurian, tectonic foliation, metamorphism.

---

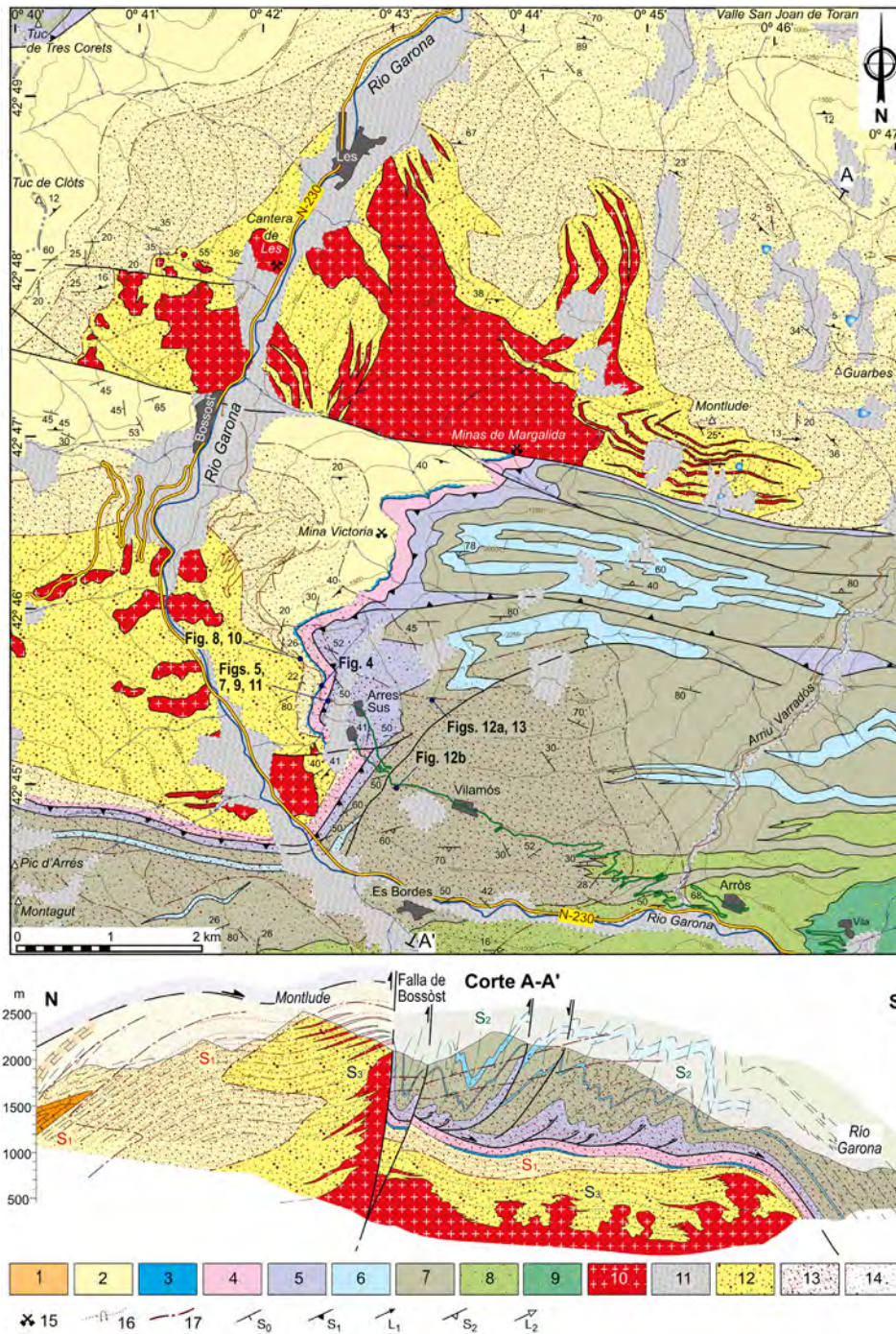
## Introducción

El presente trabajo se ha realizado en la cordillera pirenaica, que limita al Norte con la cuenca de Aquitania y al Sur con la del Ebro (Fig. 1a). Los Pirineos se extienden entre España y Francia a lo largo de 415 km en dirección E-O, con una anchura unos de 100 km, alcanzando los 150 km en su parte central. El área de estudio se localiza en el Valle de Arán, en la parte central de los Pirineos, al NO de la provincia de Lleida. Limita al Oeste y al Norte con los departamentos franceses de Haute Garonne y Arriège y, al Sur y al Este, con las comarcas de la Alta Ribagorza y Pallars Sobirà respectivamente. El río Garona, que vierte sus aguas al océano Atlántico, nace al NE del Valle de Arán y atraviesa la zona de estudio discurrendo a su paso por las poblaciones más im-

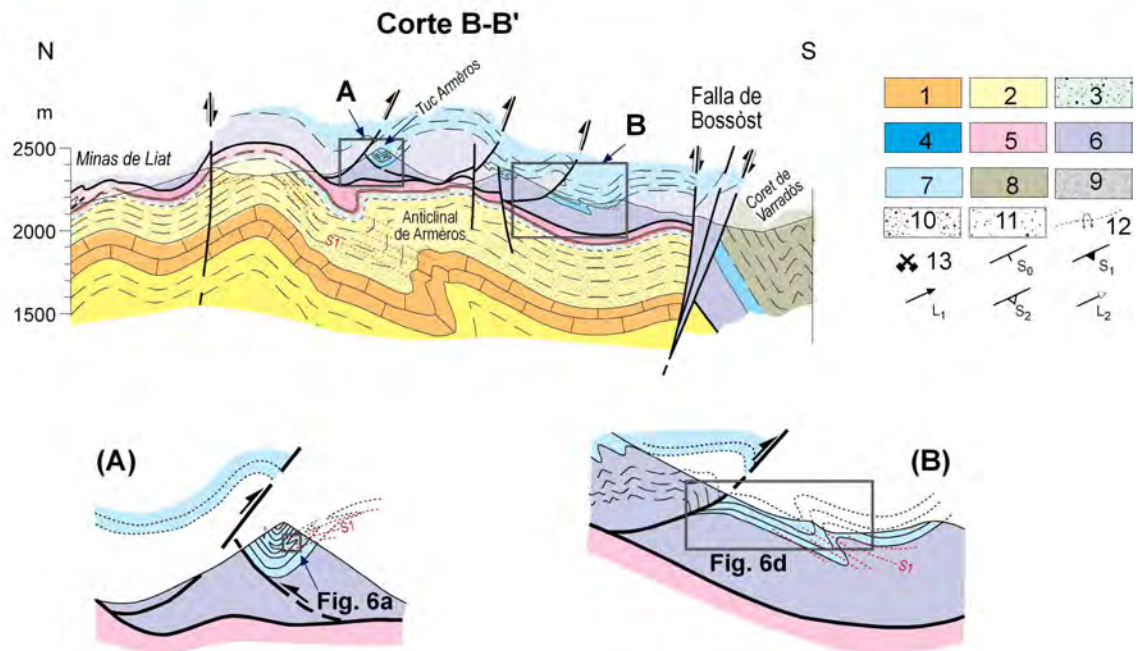
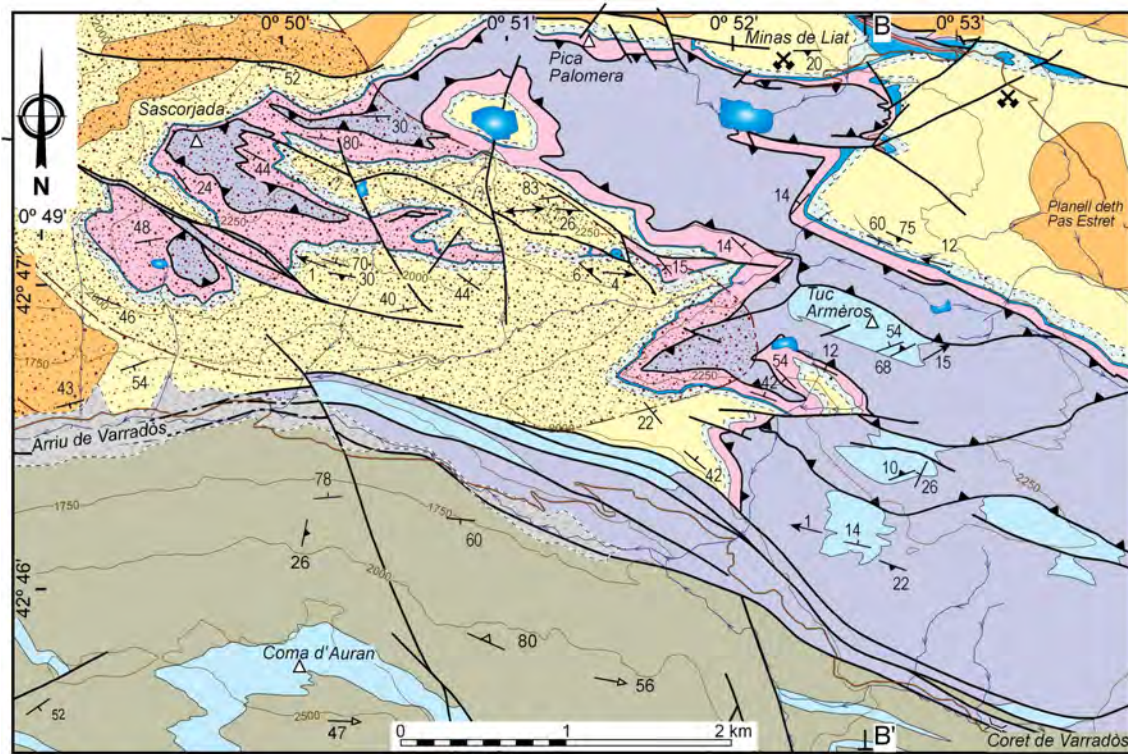
portantes: Vielha, Bossòst y Les (Fig. 1b). El área estudiada se divide en dos sectores que presentan un relieve abrupto y con fuertes desniveles (Figs. 1b, 2, 3). Debido al modelado glaciar, en ambos sectores existen amplios valles transversales al río Garona, destacando el de San Joan de Torán al Norte, con dirección aproximada E-O, y el de Varradòs, al Sur de la zona de estudio (Figs. 2, 3). En la parte central, del sector occidental (Fig. 2), se encuentran las sierras de Montludé (2.518 m) y Guarbes (2.341 m). Al Oeste de este mismo sector, paralelamente el cauce del río Garona, la cresta fronteriza entre España y Francia se extiende con dirección N-S. El sector oriental se sitúa al Norte del río Varradòs y al Oeste de la línea que une el collado de Varradòs y las minas de Liat; siendo la Coma d'Auran, el Tuc des Armèros, la Pica Palomera y Sascorjada las máximas alturas (Fig. 3).



**Figura 1.** (a) Esquema del Orógeno Pirineo-Cantábrico con la localización del Perfil ECORS-Pirineos y otros perfiles sísmicos realizados. (b) Situación geológica de la zona de estudio (Figs. 2, 3). Modificado de Autran y García-Sansegundo (1996). AC: Anticlinal Central, Ch: Chirulet, DG: Domo del Garona, DO: Domo de l'Orri, MP: Macizo de la Pallaresa, Lp: Lesponne, SA: Sinclinorio del Valle de Arán, SL: Sinclinal de Llavorsí, SN: Anticlinorio de Sierra Negra, SP: Sinclinorio de Plan d'Están, ZN: zona de los Nogueras. Macizos Norpirenaicos (BR: Barousse, ML: Milhas, CS: Castillon, AR: Arize, TS: Trois-Segnieur).



**Figura 2.** Mapa y corte geológico A-A', correspondientes a la parte occidental de la zona estudiada, con la distribución de las zonas metamórficas en torno al Granitoide de Bossòst y la indicación de los puntos de afloramiento de las figuras 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12 y 13. El sinclinal D1 con la Caliza de Bentaillou en el núcleo de la parte septentrional del corte A-A' y la altura del nivel de despegue de la base de Silúrico al Norte de la Falla de Bossòst se han situado basándose en la cartografía geológica de García-Sansegundo y Ramírez Merino (2013), que asimismo ha servido de base para realizar el mapa de esta figura. Situación en figura 1b. (1) Caliza de Bentaillou, (2) Serie de Jujols, (3) Formación Estana, (4) Formación Ansobell, (5) Ampelitas silúricas, (6) Calizas devónicas, (7) Pizarras devónicas, (8) Areniscas y pizarras negras devónicas (Serie de Sa Cal), (9) Areniscas y pizarras verdes devónicas (Serie de Riu Nere). (10) Granitoide de Bossòst, (11) Cuaternario, (12) Zona de la Sillimanita, (13) Zona de la Estauroлита–Andalucita–Cordierita, (14) Zona de la Biotita, (15) Mina abandonada, (16) Traza de pliegue varisco D1, (17) Isograda.



**Figura 3.** Mapa y corte geológico B-B' de la parte oriental de la zona estudiada, en el que se muestra la distribución de las zonas metamórficas de la parte oriental del Domo de Bossost (mapa modificado de García-Sansegundo, 1992). (A) y (B) Detalles indicados en el corte geológico correspondientes a las figuras 6a y 6d. (1) Caliza de Bentaillou, (2) Serie de Jujols, (3) Formación Cavá, (4) Formación Estana, (5) Formación Ansobell, (6) Ampelitas silíceas, (7) Calizas devónicas, (8) Pizarras devónicas, (9) Cuaternario, (10) Zona de la Biotita, (11) Zona de la Estauroлита–Andalucita–Cordierita, (12) Traza de pliegue varisco D1, (13) Mina abandonada.

La cordillera pirenaica, es el resultado de la colisión entre el borde meridional de la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica, que dio lugar a la orogenia Alpina pirenaica, entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior. Tradicionalmente, la cordillera ha sido dividida en tres zonas (Choukroune y Séguret, 1973) que son las siguientes: (1) *Zona Norpirenaica*: compuesta por rocas paleozoicas con deformación y metamorfismo variscos, mesozoicas y cenozoicas, todas ellas deformadas por estructuras alpinas con vergencia Norte. Su límite septentrional está determinado por el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico y el meridional, por la Falla Norpirenaica, que marca el límite con la Zona Axial. (2) *Zona Axial*: está constituida por un extenso afloramiento de rocas paleozoicas, con deformación y metamorfismo variscos, deformadas por estructuras alpinas de vergencia Sur, que conforman un apilamiento antiformal cuyo núcleo se sitúa en la parte Sur de esta zona. (3) *Zona Surpirenaica*: está situada al Sur de la Zona Axial y su límite meridional viene marcado por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico. Esta zona está constituida por rocas Mesozoicas y Cenozoicas deformadas por cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el Sur.

En las investigaciones sobre la estructura en profundidad de la cordillera pirenaica, apoyadas en medidas gravimétricas y en perfiles sísmicos, se detectó una anomalía gravimétrica negativa que refleja la existencia de un engrosamiento de la corteza bajo la Zona Axial pirenaica (Teixell, 1998), el cual quedó reflejado en el perfil sísmico ECORS–Pirineos (Choukroune, 1989; Choukroune y ECORS Pyrenees Team, 1988), que atraviesa la cordillera pirenaica de Norte a Sur, paralelamente al valle del Noguera–Pallaresa, situado al Este de la zona de estudio (Fig. 1a). Este perfil muestra una estructura cortical profunda, asimétrica, donde la corteza Ibérica subduce parcialmente bajo la Europea, desarrollando un orógeno con doble vergencia, en cuya parte media (Zona Axial) tiene lugar la elevación del basamento Paleozoico, con el desarrollo del anteriormente citado apilamiento antiformal (Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992).

Las primeras referencias acerca del estudio geológico de la Zona Axial de los Pirineos datan de la se-

gunda mitad del siglo XIX. Sin embargo, no fue hasta la segunda mitad del siglo XX, cuando se intensifican los trabajos de la escuela holandesa de Leiden que llevó a cabo la cartografía geológica de buena parte del Paleozoico de los Pirineos a escala 1:50.000, aportando datos relativos a la estratigrafía, estructura, metamorfismo y edad de los materiales a partir de estudios paleontológicos. Entre los autores más relevantes destacan Kleismiede, (1960), De Sitter y Zwart, (1962), Zwart, (1963a, 1963b), Mey, (1968) y Hartevelt, (1970), trabajos que han sido sintetizados por Zwart (1979). Contemporáneamente, fueron elaborados numerosos trabajos a cargo de diferentes escuelas francesas, como la de Toulouse (Majesté-Menjoulas, 1979; Soula et al., 1986) y la de Montpellier (Séguret y Proust, 1968a, b; Matte, 1969). Posteriormente, se incorporaron al estudio de la Zona Axial pirenaica las escuelas de Barcelona y Oviedo (Casas et al., 1989; Poblet, 1991; García-Sanseguno, 1992, 1996; Muñoz, 1992; Carreras y Capellà, 1994). En el Valle de Arán, la sucesión estratigráfica ha sido estudiada por Kleismiede (1960), García-Sanseguno y Alonso (1989), García-Sanseguno (1990, 1992, 1996) y los afloramientos de rocas ígneas en este sector fueron caracterizados por Zwart (1958, 1962) y De Sitter y Zwart (1962) quienes centraron su estudio, principalmente, en el análisis de los procesos metamórficos regionales. Por otro lado, García-Sanseguno (1992, 1996) llevó a cabo un estudio tectónico entre Valle de Arán y la Alta Ribagorza para establecer una correlación entre las estructuras más características de este sector y el resto de la Zona Axial pirenaica, y Mezger y Passchier (2003) realizaron un minucioso estudio del metamorfismo asociado al Granitoide de Bossòst. Más recientemente, García-Sanseguno y Ramírez Merino (2013) y Sanz-López y Palau (2013) elaboraron los mapas geológicos a escala 1:50.000, hojas de Caneján-Vielha (nº 148) e Isil (nº 149), pertenecientes a la segunda serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España. Por otro lado, García-Sanseguno et al. (2004, 2014) pusieron en evidencia la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico Superior, que relacionaron con las mineralizaciones de Pb-Zn existentes en la zona, con la existencia de fracturas extensionales ordoví-

cicas, el desarrollo de un clivaje varisco preorogénico ( $S_p$ ) y con la intrusión de rocas volcánicas de la misma edad. La edad de los cuerpos ígneos que afloran en el Valle de Arán fue obtenida por Mezger y Gerdes (2016) y López-Sánchez et al. (2019) en las intrusiones de Bossòst, dentro de la zona estudiada, y por Evans et al. (1998) y Martínez et al. (2016) en la granodiorita de la Maladeta, al Sur del Valle de Arán.

El presente trabajo se sitúa en un sector de la Zona Axial pirenaica, que comprende la parte meridional del Domo del Garona y el sector septentrional del Sinclinorio del Valle de Arán (Fig. 1b). En el Domo del Garona, afloran rocas presilúricas, deformadas por estructuras variscas, consistentes principalmente en pliegues y una foliación subhorizontal que caracteriza una deformación dúctil asociada a un metamorfismo que llegó a alcanzar condiciones de alto grado. En el Sinclinorio del Valle de Arán, afloran rocas silúricas y devónicas deformadas principalmente por pliegues variscos, derechos, de dirección E-O, a los que va asociada una foliación de plano axial desarrollada bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado. Ambos dominios estructurales han sido tradicionalmente denominados como *Infraestructura* y *Supraestructura* respectivamente con base en la posición de la foliación principal y el grado metamórfico (Zwart, 1963b).

Los objetivos del presente trabajo son, por un lado, caracterizar las estructuras, a todas las escalas, con el fin de establecer su orden cronológico y, por otro, analizar las relaciones blástesis-deformación, para relacionar genéticamente las estructuras, el metamorfismo y el magmatismo de la zona. Para alcanzar estos objetivos se han elegido dos sectores: uno occidental, donde se pueden estudiar profusamente las microestructuras y establecer su relación con el metamorfismo y el magmatismo, y otro oriental, donde se observa la relación existente entre las estructuras variscas a escala cartográfica y de afloramiento. Para realizar este estudio se han elaborado nuevos trabajos de campo, consistentes en la revisión cartográfica de ambos sectores, la elaboración de nuevos cortes geológicos (Figs. 2 y 3) y el análisis microscópico de las foliaciones tectónicas.

## Estratigrafía

La sucesión estratigráfica al Norte y Oeste de la zona de estudio está constituida casi exclusivamente por materiales del Cambro-Ordovícico, mientras que al SE, estos materiales aparecen separados del Devónico por las series pizarrosas del Silúrico (Figs. 2 y 3).

### *Sucesión cambro-ordovícica*

En su base, esta sucesión incluye la Serie de Jujols cubierta discordantemente por las formaciones del Ordovícico Superior.

*Serie de Jujols* (Cavet, 1957): En el Domo del Garona fue estudiada por García-Sansegundo y Alonso (1989) y está constituida por tres miembros que, de base a techo, son los siguientes: (i) Serie de Urets, que no aflora en la zona estudiada y está formada por alternancias de areniscas y pizarras; (ii) Caliza de Bentaillou (Durand y Raguin, 1943), constituida por calizas blancas y masivas, con un espesor de aproximadamente 150 metros y (iii) Serie Orlá, que es el miembro superior y corresponde a alternancias decimétricas de cuarcitas y pizarras, cuyo espesor varía, debido a encontrarse bajo las capas discordantes del Ordovícico Superior, si bien, la máxima potencia se encuentra en el puerto de Orlá, al NE de la zona de estudio, donde alcanza 400 metros. A la Serie de Jujols se le atribuyó una edad cámbrico-ordovícica (Cavet, 1957), si bien, Laumonier et al. (2004) la atribuyen exclusivamente al Ordovícico Inferior. Por correlación con otros sectores del Macizo Hespérico, la Serie de Urets y Caliza de Bentaillou, podrían tener una edad cámbrica (García-Sansegundo et al., 2011).

### *Ordovícico Superior*

De muro a techo, consta de las siguientes formaciones:

*Formación Cava*: Esta formación fue descrita en la parte central de la Zona Axial pirenaica por Hartvelt (1970) y equivale a los conglomerados de Mall

de Bulard descritos por García-Sansegundo y Alonso (1989) en el Domo del Garona. De base a techo, esta unidad está compuesta por: (i) conglomerados poligénicos con abundante matriz y numerosos cantos cuarcíticos, equivalentes a la Formación Rabassa de Hartevelt (1970), y (ii) microconglomerados o areniscas de grano grueso, compuestos por clastos cuarcíticos dispersos en una matriz sericítica o calcárea. El miembro superior aflora en el sector oriental de la zona de estudio, concretamente al Norte de la Falla de Bossòst, que es una importante estructura de la zona estudiada, siendo inexistente o muy delgado en el sector occidental, al sur de dicha falla (Figs. 2 y 3). Dentro de los niveles arenosos se han encontrado granos de cuarzo con bordes corroídos, lo que sugiere una participación volcánica (García-Sansegundo, 1992). En el sector oriental de la zona de estudio, esta unidad tiene unos 30 metros de espesor y se encuentra discordante sobre la Se-

rie de Jujols (García-Sansegundo et al., 2004). Estos mismos autores han interpretado esta discordancia como el resultado de un evento extensional previo al Ordovícico Superior. En sectores orientales de la Zona Axial pirenaica, esta unidad fue atribuida al Caradoc (Hartevelt, 1970).

*Formación Estana:* fue definida por Hartevelt (1970) en la zona del Noguera Pallaresa y, en el Domo del Garona, fue denominada “Caliza Sándwich” (Kleinsmiede, 1960), por tratarse de una unidad carbonatada dentro de una sucesión siliciclástica. La Formación Estana está constituida por alternancias de pizarras y calizas (Fig. 4) y, por su contenido fósil, se le atribuye una edad Caradoc superior (Hartevelt, 1970). El espesor de esta unidad es muy reducido, aunque variable, aflorando al Oeste de la zona de estudio con unos 10 metros de espesor máximo.



**Figura 4.** Aspecto de la Formación Estana. Las capas se encuentran intruidas por un pequeño cuerpo ígneo (perteneciente al Granitoide de Bossòst) en la parte inferior de la imagen, en relación con el cual se desarrollan pliegues de plano axial subhorizontal (D3). Situación en figura 2.

*Formación Ansobell*: fue descrita por Hartevelt (1970) y denominada Capas de Liat por García-Sansegundo y Alonso (1989) en el Domo del Garona. Esta unidad, de unos 20 a 30 metros de espesor, se compone de pizarras grises con intercalaciones milimétricas de areniscas de grano fino. En el techo de la formación aparece, en ocasiones, una capa brechoide de 20 a 40 cm de espesor que contiene clastos de calizas y que se ha relacionado con un episodio glaciar Hirnantiense, que provocó una brusca caída del nivel del mar (Gil-Peña et al., 2001). Por correlación con otras zonas, la edad de esta unidad es Asghill (Hartevelt, 1970).

### *Silúrico*

El Silúrico en los Pirineos se caracteriza por el desarrollo uniforme de pizarras negras carbonosas. Por su composición, presenta un comportamiento incompetente, se deforma con facilidad y actúa como nivel de despegue de numerosos cabalgamientos. Esta unidad, ampliamente estudiada por Dégardin (1978) en la zona de Sierra Negra, al Sur del Valle de Arán (Fig. 1b), está constituida por pizarras ampelíticas negras con abundante pirita, depositadas en condiciones marinas anóxicas (Fig. 5). En zonas donde esta unidad se encuentra poco deformada, como en Sierra Negra, se estima que el espesor es de unos 200 metros. Con base en su contenido en graptolites, su edad se sitúa entre el Llandovery medio y el Lockchoviense (Donnot, 1974; Dégardin, 1988).



**Figura 5.** Aspecto de las ampelitas silúricas. Situación en figura 2.



### *Devónico*

En el Valle de Arán, estas rocas fueron estudiadas por Snoep (1956) y Kleismiede (1960), a partir de cuyos trabajos, Mey (1968) caracterizó la “Facies Central” del Devónico de los Pirineos, constituida en su parte inferior por pizarras y calizas y una potente sucesión siliciclástica en la parte superior. Posteriormente, García-López et al. (1991) y García-Sansegundo (1992), establecieron y dataron buena parte de la sucesión estratigráfica del Devónico del Valle de Arán. De muro a techo, se diferencian las siguientes unidades, definidas por Kleismiede (1960): Caliza Basal, Serie de Entecada y Areniscas de las Bordas.

En la zona estudiada, la Caliza Basal y Serie de Entecada se han representado conjuntamente, separando en la cartografía las zonas con predominio calcáreo o pizarroso. La Caliza Basal está compuesta por 150 metros de calizas grises masivas con intercalaciones de lutitas, ricas en chert y frecuentemente dolomitizadas. En áreas próximas, con base en su contenido en conodontos han sido datadas como Praguense–Emsiense inferior (Palau y Sanz, 1989). La Serie de Entecada consta de entre 300 y 470 metros de lutitas negras, con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino y capas de calizas fosilíferas con alto contenido en chert y pirita. Con base en su contenido en conodontos, el techo de la unidad se ha datado como Givetiense superior.

Las Areniscas de las Bordas constan de una sucesión lutítico–arenosa, en la que se han diferenciado y datado con conodontos cuatro unidades (García-López et al., 1991; García-Sansegundo, 1992; Palau y Sanz, 1989) que de muro a techo son: Areniscas de Auba, Caliza de Montcorbissum, Areniscas de Sal Cal y Areniscas de Riu Nere, de las cuales, solamente las dos últimas afloran al Sur del sector occidental de la zona estudiada (Fig. 2). Las Areniscas de Sa Cal constan de alternancias métricas a decimétricas de cuarcitas y pizarras negras, turbidíticas, mientras que las Areniscas de Riu Nere, corresponden a alternancias decimétricas y centimétricas de areniscas de grano fino y lutitas verdosas. Las Areniscas de Sa Cal

pasan hacia arriba y lateralmente a las de Riu Nere. Ambas unidades fueron datadas con conodontos, como Fameniense en el Macizo de la Pallaresa (Fig. 1b), (Palau y Sanz, 1989).

### **Rocas ígneas**

En la parte meridional del Domo del Garona aflora el Granitoide de Bossòst, en el núcleo de un pequeño domo (Domo de Bossòst según Zwart, 1963a), que ocupa la parte central del sector occidental de la zona de estudio (Figs. 1b, 2). En general, la composición de estas rocas es leucogranítica, con textura pegmatítica: están formadas por un cuerpo granítico principal en el centro, otros de menor tamaño en sus proximidades y numerosos sills subparalelos a la foliación regional. La roca encajante del cuerpo intrusivo se encuentra afectada por un intenso metamorfismo de alta temperatura y baja presión (AT-BP), que alcanzó la Zona de la Estaurolita–Andalucita–Cordierita, e incluso la zona de la Sillimanita (Fig. 2).

Atendiendo a la edad de la mayor parte de las intrusiones ígneas variscas de la Zona Axial pirenaica obtenida por el método U-Pb, se puede deducir que la gran mayoría tiene una edad comprendida entre ca. 303 hasta ca. 290 Ma., periodo de 13 Ma que corresponde a las etapas finales o inmediatamente posteriores a la Orogenia Varisca (Lloret et al. 2021), cuando la corteza inferior y media, fundamentalmente metasedimentaria y parcialmente fundida, era intruida por magmas de origen mantélico y cortical (Lemirre et al., 2019). Sin embargo, dentro de la Zona Axial pirenaica, se han encontrado algunos granitoides, que han sido recientemente datados por el método U-Pb, y que han arrojado dos tipos de edades. Entre estos granitoides se encuentra el de Lys-Caillouas (Fig. 1b), que fue datado por Esteban et al. (2015) en  $306 \pm 2$  Ma, pero en el que López-Sánchez et al. (2019) encontraron dos poblaciones de circones separadas en el tiempo, una precoz de 331–323 Ma y otra de  $297 \pm 2$  Ma, similar a la de la mayoría de granitoides de la Zona Axial pirenaica. El Granitoide de Soulcem, situado al NO de Andorra y de características similares al

de Bossòst, fue datado en  $339,4 \pm 2,5$  Ma (Viseense) por Mezger y Gerdes (2016), es decir, una edad de intrusión que corresponde a etapas tempranas de la Orogenia Varisca. Del mismo modo, en el Granitoide de Bossòst, algunas facies han proporcionado edades parecidas, entre 327 y 338 Ma (Mezger y Gerdes, 2016), aunque en el cuerpo principal se han obtenido dos poblaciones de circones que arrojan dos grupos de edades: una precoz, de 317-329 Ma y otra más reciente de  $295 \pm 2$  Ma (López-Sánchez et al., 2019). Todo esto parece indicar que han tenido lugar dos pulsos magmáticos a lo largo de la Orogenia Varisca: uno al principio de la deformación, durante el Carbonífero temprano (Viseense–Serpukhoviense), y otro postorogénico, en el Pérmico inferior, posiblemente ligado al colapso del orógeno (Lloret et al., 2021).

### Estructura y metamorfismo

Las rocas de la zona de estudio presentan principalmente deformación varisca, cuyas estructuras son el resultado de la superposición de varias fases de deformación originadas en contextos tectónicos diferentes. Previamente al desarrollo de las estructuras compresivas variscas, se han reconocido estructuras previas al Ordovícico Superior. Además, todas las rocas están afectadas por la deformación Alpina, que le confiere una mayor complejidad estructural a la zona estudiada y, en general, a todo el Paleozoico de la Zona Axial pirenaica. Las etapas de deformación y el contexto geológico en el que se han desarrollado han sido, y siguen siendo, objeto de debate.

#### *Estructuras variscas preorogénicas*

Son las primeras estructuras reconocidas en la zona estudiada y solamente han sido observadas en el Domo del Garona. Estas estructuras presentan una dirección aproximada E–O, están en posición subhorizontal, tienen vergencia Sur y corresponden a un clivaje pizarroso ( $S_E$ ) que nunca se ha observado asociado a pliegues (García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo et al., 2011). Esta folia-

ción afecta a todas las rocas situadas por debajo de las series discordantes del Ordovícico Superior, es decir, en la Serie de Jujols, por lo que su desarrollo debe de estar relacionado con un evento tectónico anterior a la discordancia. En Andorra, al Este de la zona estudiada, también ha sido descrito un clivaje de idénticas características a este y fue relacionado con un episodio extensional Ordovícico (Clariana y García-Sansegundo, 2009; Clariana, 2015).

Existen otras evidencias que apoyan la existencia de un episodio extensional durante el Ordovícico Superior. Así, en sectores orientales de la Zona Axial pirenaica, se han encontrado fallas normales desarrolladas durante el Ordovícico Superior (Casas, 2010; Puddu et al., 2019). En la zona estudiada, el Domo del Garona se encuentra cortado por la Falla de Bossòst, de dirección E–O (ver figuras 2 y 3), en cuyo bloque septentrional afloran 30 m de la Formación Cava (Fig. 3), mientras que en el meridional esta unidad estratigráfica está ausente (Fig. 2). Este hecho puede ser explicado cómo debido a la actividad extensional de la Falla de Bossòst durante el Ordovícico Superior.

También en Andorra, han sido datadas como Ordovícico Superior rocas volcánicas que han sido interpretadas como otra evidencia de este evento extensional (Clariana et al., 2018). Por otro lado, en el Domo del Garona son abundantes los yacimientos de Zn-Pb de tipo *Mississippi Valley* y/o SEDEX, encajados en estructuras variscas (Figs. 2 y 3), cuya edad tipo los sitúa en el Ordovícico Superior (Cardellach et al., 1996). De igual forma, en el Macizo de Lys-Caillaouas, al SO de la zona estudiada (Fig. 1b), también han sido estudiados yacimientos de Zn-Pb, con una edad tipo comprendida entre el Ordovícico Superior y el Devónico Inferior y relacionados con fracturas que han sido interpretadas como fallas normales que actuaron como el *feeder* de los yacimientos (García-Sansegundo et al., 2014).

#### *Metamorfismo y estructuras variscas sin-orogénicas*

Al Norte de la zona de estudio, en el Domo del Garona, predominan las estructuras subhorizontales,

desarrolladas bajo condiciones metamórficas que llegaron a alcanzar la zona de la Sillimanita (Zwart, 1963a), mientras que, al Sur, en el Sinclinorio del Valle de Arán, dominan pliegues derechos y apretados, desarrollados en condiciones de metamorfismo de bajo grado, si bien, cerca del Granitoide de Bossòst, se observan rocas devónicas afectadas por metamorfismo de grado medio. Con base en la distribución de zonas metamórficas del Domo del Garona realizada por Zwart (1963a, 1979), en este trabajo se han diferenciado tres zonas que son: (i) Zona de la Biotita, (ii) Zona de la Estaurolita–Andalucita–Cordierita y (iii) Zona de la Sillimanita (ver mapas de las figuras 2 y 3). La distribución de estas zonas metamórficas evidencia que están íntimamente relacionadas con el Granitoide de Bossòst, diseñando una aureola de trazado concéntrico entorno al cuerpo ígneo, en la que las zonas más internas presentan un mayor grado metamórfico, que disminuye progresivamente al alejarse del granitoide. Esta distribución del metamorfismo ha sido la razón por la que se ha hecho referencia a este macizo metamórfico como Domo de Bossòst (Zwart, 1963a).

A pesar de esta irregular distribución de la deformación y metamorfismo variscos, dentro de la zona estudiada, es posible observar las relaciones entre las diferentes estructuras a todas las escalas y ordenarlas en una secuencia de deformación. Por otra parte, a partir del estudio de las relaciones blástesis-deformación, se puede proponer la siguiente secuencia de eventos tectónicos y metamórficos:

#### - *Episodio de deformación D1*

Las D1 son las primeras estructuras sin-orogénicas variscas en formarse, se encuentran bien desarrolladas en el Domo del Garona y mucho menos en el Sinclinorio del Valle de Arán. En el Domo del Garona, se caracterizan por pliegues acostados de dirección E–O, con vergencia Norte (García-Sansegundo, 1992, 1996), que afloran al Norte de la zona estudiada, como por ejemplo el anticlinal de Armeros (Fig. 3). En relación con estos pliegues se desarrolla un clivaje de crenulación ( $S_1$ ), formado en condiciones de metamorfismo de bajo grado que,

cuando afecta a la Serie de Jujols, resulta del microplegamiento del clivaje  $S_E$ . Cerca del Granitoide de Bossòst, donde el grado metamórfico llega a ser medio o alto, la  $S_1$  se suele presentar como una foliación transpuesta por una esquistosidad posterior subparalela a ella, que denominaremos  $S_3$  y será descrita más adelante.

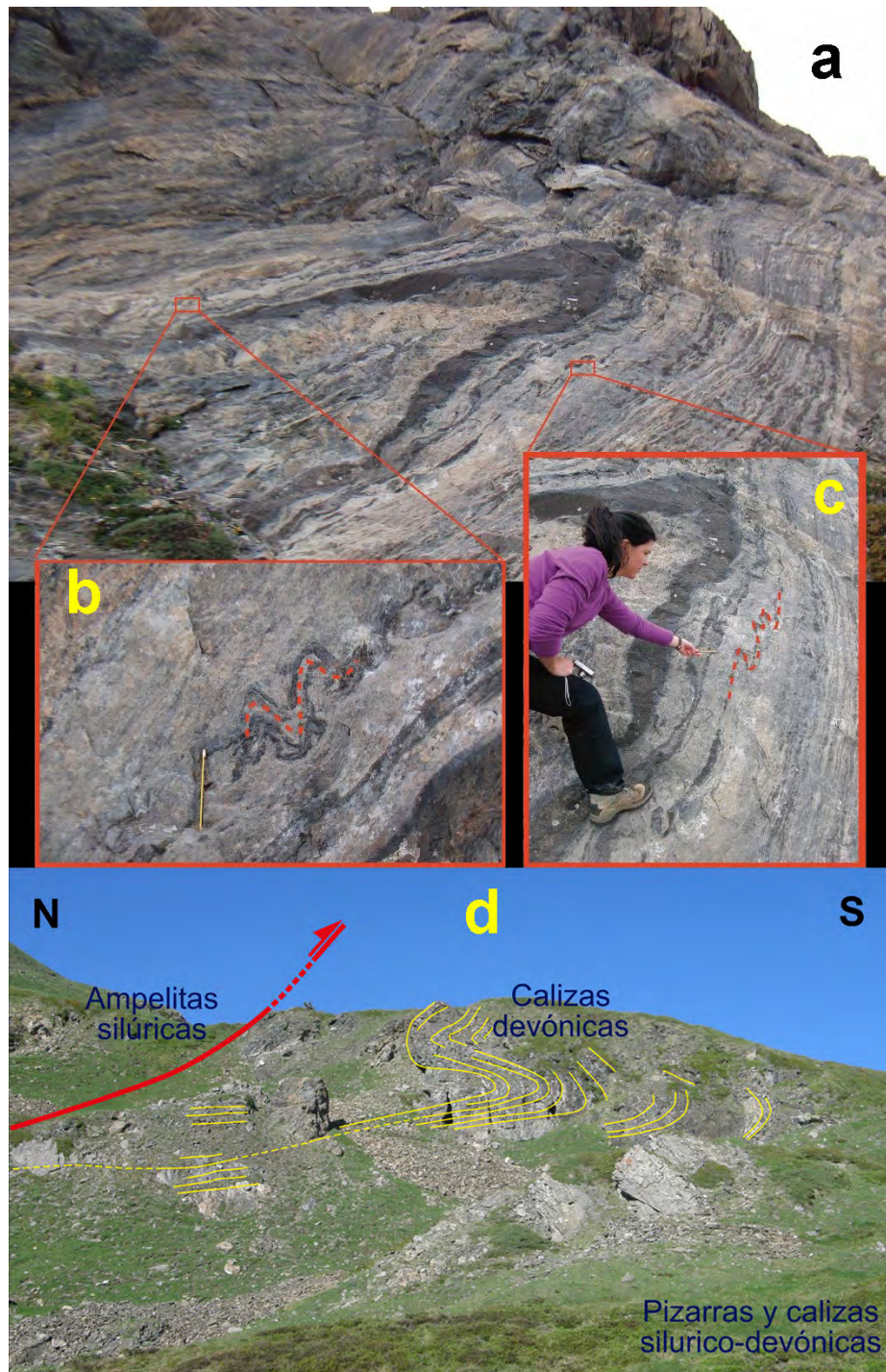
En el Sinclinorio del Valle de Arán, donde afloran rocas silúricas y devónicas, los pliegues D1 son menos apretados y más pequeños que al Norte, y la foliación asociada ( $S_1$ ) corresponde a un clivaje pizarroso, ya que en estos materiales no se desarrolló la foliación pre-orogénica varisca ( $S_E$ ). Los pliegues presentan una marcada vergencia Norte y, en ocasiones, debido a la naturaleza de las rocas que forman, pueden ser muy apretados. Estos pliegues pueden observarse en el corte geológico de la figura 3 y en las fotografías a y d de la figura 6.

#### - *Evento metamórfico (M1)*

En las proximidades del Granitoide de Bossòst, posteriormente al episodio de deformación D1, tuvo lugar un primer evento metamórfico (M1), registrado por el crecimiento de estaurolita y granate en las pizarras de la Serie de Jujols, durante la relajación térmica que sufrió la corteza previamente engrosada por las estructuras D1. Las condiciones en las que se produjo este primer evento metamórfico fueron de  $\sim 580$  °C y 0,5 GPa, es decir de alta temperatura y presión intermedia (AT-MP) (Mezger y Passchier, 2003; Mezger et al., 2004). Los porfidoblastos de este primer episodio metamórfico incluyen en su interior a la  $S_1$  y su crecimiento puede estar relacionado con la intrusión de diques y/o sills relacionados con el primer evento magmático registrado en el Granitoide de Bossòst, con edades comprendidas entre 338 y 317 Ma (Viseense-Serpukhoviense) (Mezger y Gerdes, 2016; López-Sánchez et al., 2019).

#### - *Estructuras variscas D2*

Las estructuras D2 se encuentran bien desarrolladas en el Sinclinorio del Valle de Arán, mientras que en el Domo del Garona están ausentes o muy pobremente

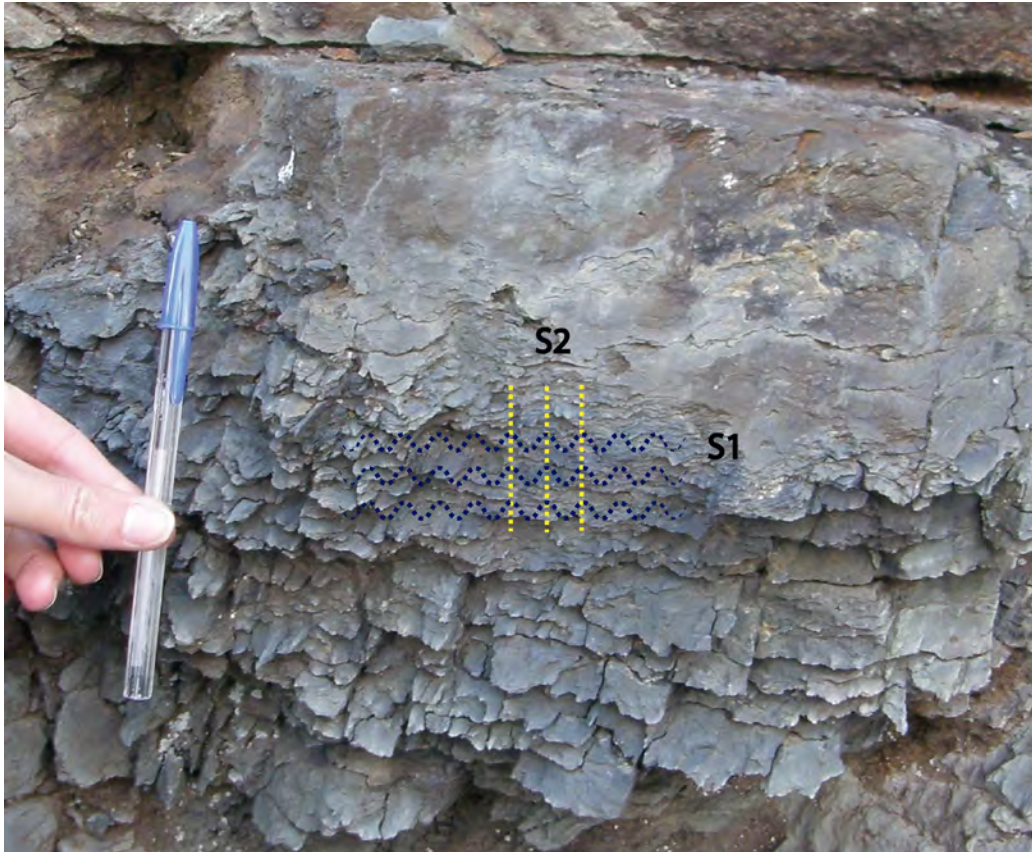


**Figura 6.** (a) Sinclinal facing-down D1 de tipo similar, con la  $S_1$  asociada, deformado por pliegues menores D2; nótese el adelgazamiento en los flancos, las charnelas están engrosadas y la compleja estructura interna del pliegue D1. (b) y (c) Pliegues menores D2 deformando los flancos del sinclinal D1; nótese que el plano axial de los flancos de los pliegues D2 es oblicuo al del pliegue D1. (d) Detalle de un pliegue D1 desarrollado en calizas del Devónico y cortado por un cabalgamiento D2. La situación de los afloramientos se puede encontrar en el corte B-B' de la figura 3.

desarrolladas. Se trata de pliegues derechos y apretados de dirección E–O, que se superponen a las estructuras de primera generación (D1). Asociado al plano axial de los pliegues se puede encontrar una foliación de crenulación ( $S_2$ ) (Fig. 7) que deforma a la  $S_1$  y se desarrolla en condiciones metamórficas de bajo a muy bajo grado. Los pliegues D2 y la foliación  $S_2$  asociada se relacionan a su vez con cabalgamientos dirigidos al Sur, despegados de la base de las ampelitas silúricas (véanse los cortes geológicos de las figuras 2 y 3), por lo que los pliegues, los cabalgamientos y la  $S_2$  se consideran estructuras contemporáneas. En la figura 6a se observa un pliegue antiformal D1, con pliegues D2 de escala decimétrica, derechos y apretados, deformando sus flancos (Figs. 6b-c). Estos pliegues de segunda generación se relacionan con el cabalgamiento situado al Norte del Tuc des Armeros (Figs. 3, 6d). En el Domo del Garona, pequeños cabalgamientos dirigidos hacia el Sur que afectan

a las capas del Ordovícico Superior y del Silúrico en el sector de Liat (al Norte de la figura 3) y que controlan la geometría de los yacimientos de Zn-Pb (Alonso, 1979), pueden también considerarse estructuras D2.

Las estructuras D2 deforman todas las unidades estratigráficas paleozoicas, incluyendo las pizarras y areniscas del “Culm”, que afloran al Sur del Valle de Arán, en el Sinclinorio de Plan d’ Estan (Fig. 1b), y cuya edad llega al Moscoviense (Westfaliense) (García-Sansegundo, 1992; Waterlot, 1969). Además, en estas mismas capas del “Culm”, han sido encontrados circones detríticos Viseenses (338 Ma, Martínez et al., 2016). Por estas razones, es factible interpretar que el primer pulso magmático, de edad Viseense- Serpukhoviense, y como consecuencia el primer episodio metamórfico (M1), son previos a las estructuras D2.



**Figura 7.** Aspecto de campo del clivaje de crenulación  $S_2$ , desarrollado en las ampelitas silúricas, deformando a la foliación  $S_1$ . Situación en figura 2.

### - Estructuras variscas D3

Las estructuras variscas D3 se forman en una estrecha banda de cizalla cuyos límites son difusos, si bien el inferior se sitúa cerca del contacto entre la Serie de Jujols y el Granitoide de Bossòst, el límite superior coincide aproximadamente con la base de las ampelitas silúricas, donde se enraízan los cabalgamientos D2 (véase el corte geológico de la figura 2). En la parte septentrional de la zona estudiada, la zona de cizalla afecta a materiales más profundos de la sucesión cambro-ordovícica, lo que indica su buzamiento hacia el Norte. En esta zona de cizalla, se observan las siguientes estructuras y microestructuras: (I) Porfidoblastos, unos del primer evento metamórfico y otros crecidos sin-cinemáticamente con la zona de cizalla, de andalucita, estaurolita y cordierita, englobando la  $S_1$  y rotados. Por encima de la zona de cizalla, siguen observándose porfidoblastos aunque su rotación es mucho menor o nula. Según Mezger y Passchier (2003) la rotación de los porfidoblastos se debe a una deformación no-coaxial, relacionada con la zona de cizalla, y con un sentido cinemático de bloque superior hacia el SE, si bien, muchos de los porfidoblastos observados por nosotros indican sentido cinemático hacia el Norte (Fig. 8a). (II) En el límite superior de la zona de cizalla se ha desarrollado una banda (inferior a 1 m), subparalela a la estratificación, en la que se observan estructuras S-C, que indican sentido cinemático de bloque superior hacia el Norte (Fig. 9). (III) Desarrollo de una esquistosidad subhorizontal ( $S_3$ ) (Fig. 10), posterior a la rotación de los porfidoblastos y, que según Mezger y Passchier (2003), da lugar a una deformación coaxial. La posición de la  $S_3$  es coincidente con la de la  $S_1$ , ya que las estructuras D2 tienen un escaso o nulo desarrollo por debajo de la base del Silúrico. En relación con esta deformación, también se observan pliegues D3, de plano axial subhorizontal, formados contemporáneamente con la intrusión del Granitoide de Bossòst (Fig. 4).

### - Evento metamórfico (M2)

Contemporáneamente con las estructuras D3 y la intrusión del cuerpo principal del Granitoide

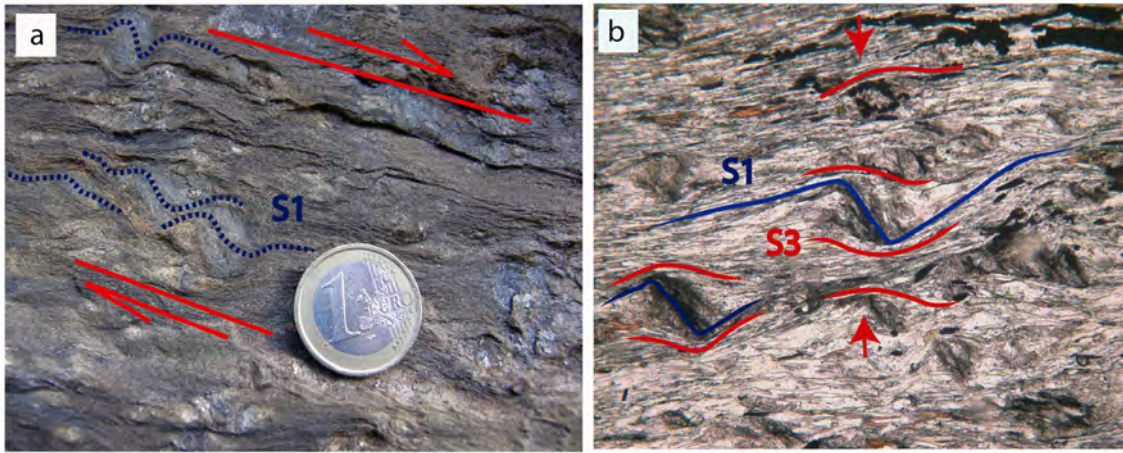
de Bossòst, tiene lugar el segundo episodio metamórfico (M2), durante el cual se alcanzó el pico metamórfico varisco, estimado en 575-600 °C y 0,3 GPa (AT-BP) (Mezger y Passchier, 2003). El metamorfismo M2 da lugar al crecimiento sin-cinemático de estaurolita, cordierita y andalucita, a la vez que se desarrolla la foliación  $S_3$ , contemporáneamente con el crecimiento de muchos porfidoblastos.

En la sucesión cambro-ordovícica del Domo del Garona, existen buenos ejemplos de porfidoblastos que posdatan a la  $S_1$  y que son posteriormente rotados y/o recrecidos durante el desarrollo de la  $S_3$  (Fig. 8a). Asimismo, en la sucesión devónica del Sinclinorio del Valle de Arán, próxima a las intrusiones graníticas, también pueden ser observadas relaciones del mismo tipo donde la rotación de los porfidoblastos y la  $S_3$  posdatan a la  $S_1$  (Fig. 8b). Sin embargo, en el entorno del Granitoide de Bossòst no se desarrolla la foliación  $S_2$ , por lo que no es posible conocer el momento en el cual crecen los porfidoblastos en relación con ella. Pese a ello, dentro del Sinclinorio del Valle de Arán, es posible observar las relaciones temporales existentes entre los pliegues D2 que deforman a la  $S_1$ , el crecimiento de los porfidoblastos y el desarrollo de la foliación  $S_3$ . Como se puede observar en la figura 11, los cristales de cordierita crecen englobando pliegues D2 desarrollados sobre la  $S_1$  y, posteriormente, los cristales son afectados por la foliación  $S_3$ . Estos ejemplos, evidencian que las estructuras D2 ya estaban formadas antes del evento metamórfico M2.

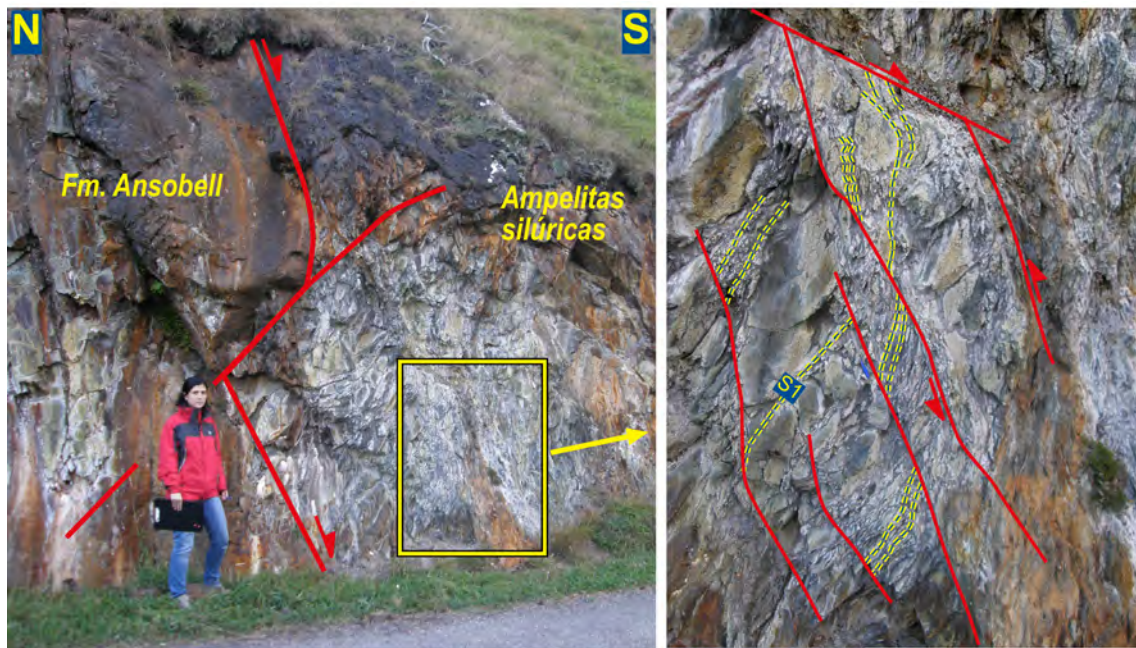
Por último, en las zonas alejadas del Granitoide de Bossòst, existen evidencias de retrometamorfismo caracterizadas por el crecimiento de biotita a partir de cristales de andalucita debido a una disminución de la temperatura (Fig. 12).

### Estructuras Alpinas

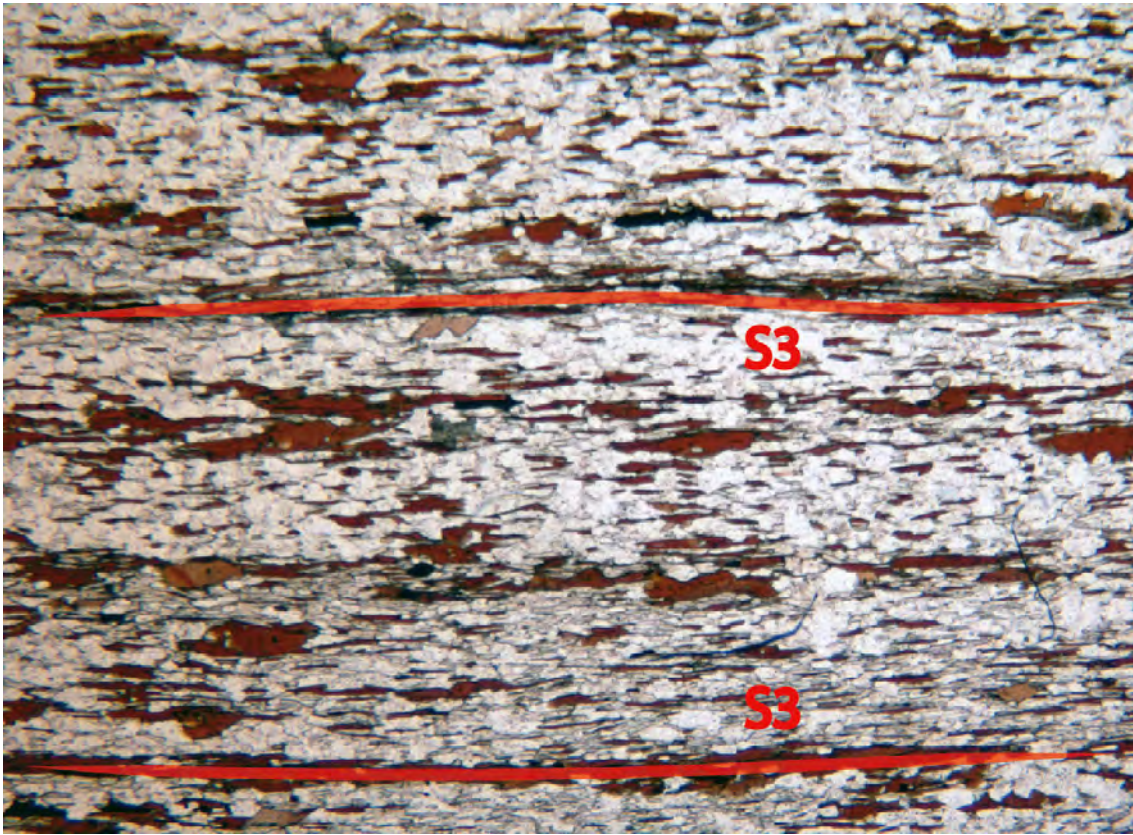
La Falla de Bossòst (véase los mapas geológicos de las figuras 2 y 3) es una fractura subvertical que atraviesa la zona de estudio en dirección E-O, ocasionando el



**Figura 8.** (a) Porfidoblastos de andalucita y estauroлита, dentro de la serie cambro-ordovícica, crecidos pos-tectónicamente sobre la  $S_1$  y rotados durante el episodio de deformación D3. En relación con la rotación de los porfidoblastos pueden ser definidas bandas de cizalla tipo “C”. Situación en figura 2. (b) Aspecto microscópico de los porfidoblastos y la  $S_1$  rotados. La  $S_1$  está reaplastada y, paralelamente a ella, se forma la  $S_3$ . El margen inferior de la imagen equivale a 1,35 mm. Situación en figura 2.



**Figura 9.** Contacto entre el Ordovícico Superior y las ampelitas silúricas, consistente en un despegue al que se asocian los cabalgamientos D2 dirigidos hacia el Sur. El despegue se encuentra verticalizado por pliegues posteriores, posiblemente alpinos. En el recuadro de la derecha se reconoce una zona de cizalla definida por pequeñas fallas, subparalelas al despegue (D2), que deforman a la  $S_1$  indicando dirección de transporte tectónico hacia el Norte, al contrario de los cabalgamientos D2. La geometría de estas fallas es diferente a la de los cabalgamientos D2, por lo que se han relacionado con las estructuras D3. Situación en figura 2.



**Figura 10.** Aspecto microscópico de la foliación  $S_3$ , definida por la orientación preferente de biotitas. La lámina delgada se ha tomado en un afloramiento donde los porfidoblastos se encuentran rotados y rodeados por la foliación que se muestra en esta fotografía. Las foliaciones  $S_E$  y  $S_1$  han sido completamente transpuestas. Situación en figura 2.

levantamiento del bloque septentrional y que, como se ha indicado anteriormente, pudo haber actuado como falla normal durante el Ordovícico Superior. Sin embargo, esta falla ha sufrido reactivaciones posteriores, lo que es objeto de debate. Así, algunos autores proponen un origen varisco (Brula, 1984), mientras que otros, basándose en que la falla corta a las estructuras variscas más modernas y las isogradas del metamorfismo, destacan la importancia de su juego alpino (García-Sansegundo, 1992).

Otras estructuras de la zona de estudio que también pueden considerarse alpinas son los suaves pliegues tardíos que deforman el despegue del Silúrico, y algunos sills leucocráticos (Fig. 13). Localmente, estos pliegues son los responsables de la verticalización del límite superior de la zona de cizalla D3 (Fig. 9). En definitiva, el propio Domo del Garona podría ser una estructura alpina, ya

que deforma todas las estructuras variscas anteriormente descritas.

### Interpretación y discusión

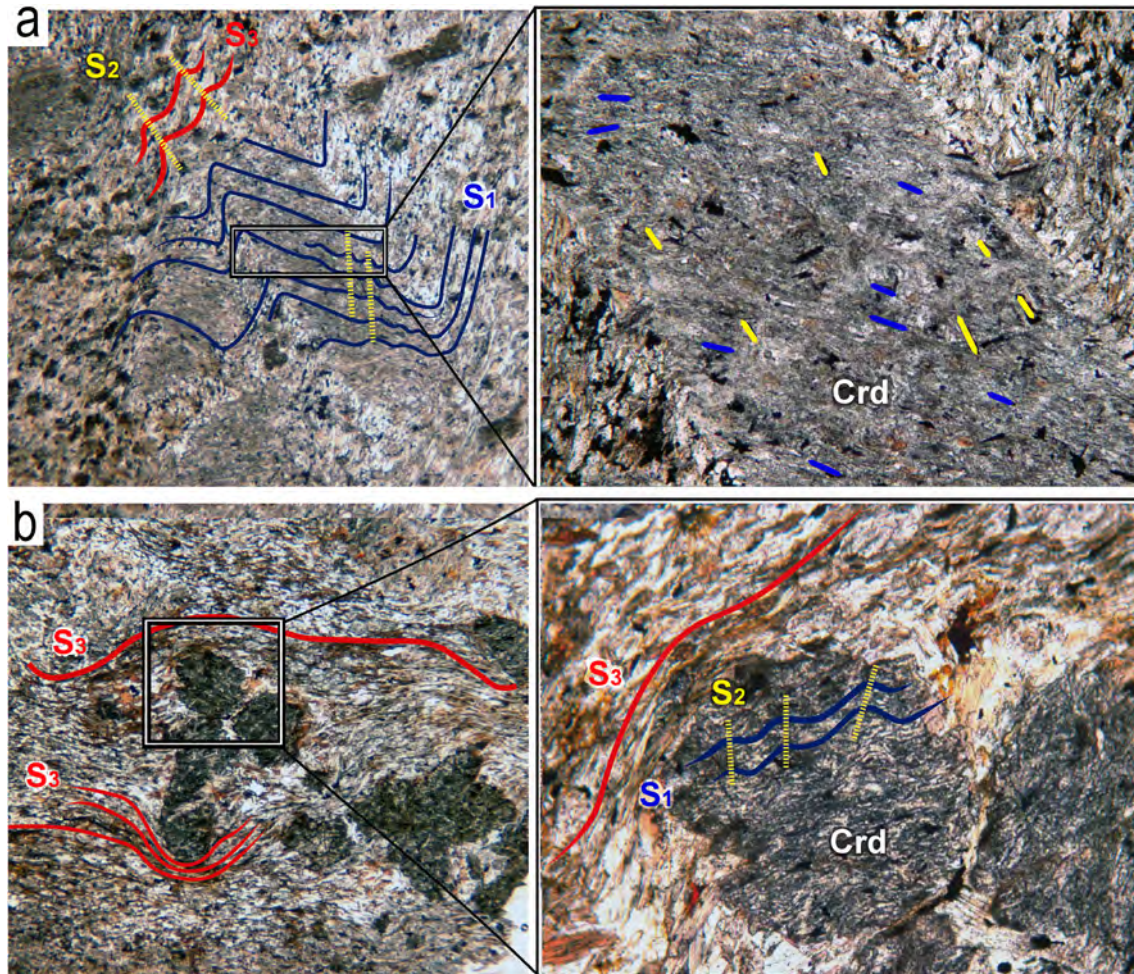
La discordancia angular del Ordovícico Superior sobre la Serie de Jujols (García-Sansegundo et al., 2004), la edad tipo de los yacimientos *Mississippi Valley* y/o SEDEX (Cardellach et al., 1996; García-Sansegundo et al., 2014) de Liat (al Norte de la Fig. 3) y del Puerto de Benasque (al SO de la zona estudiada) y el desarrollo de un clivaje pizarroso ( $S_E$ ) que afecta exclusivamente a las rocas pre-Caradoc del Domo del Garona (García-Sansegundo et al., 2011), son evidencias de la existencia de un episodio extensional entre el Ordovícico Superior y el Devónico inferior en la zona estudiada. La desaparición de la Formación Cava al Sur de la Falla de Bossòst,



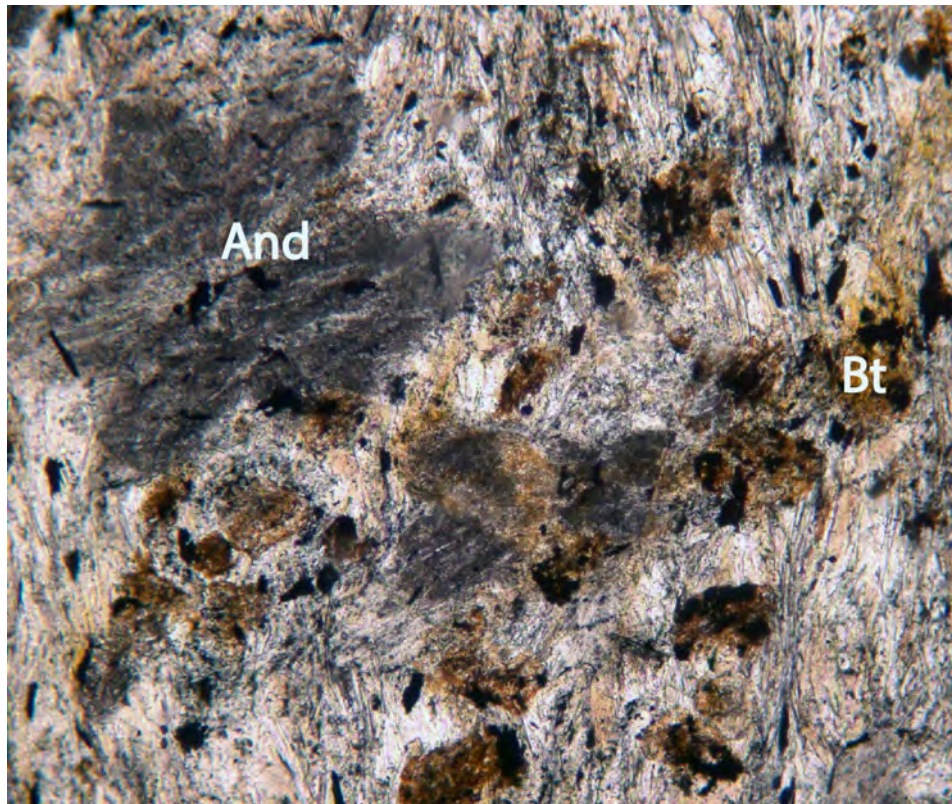
pudo ser debida al papel jugado por esta estructura durante la extensión en el Ordovícico Superior.

En la zona estudiada, se reconocen tres episodios de deformación varisca (D1, D2, D3), con una distri-

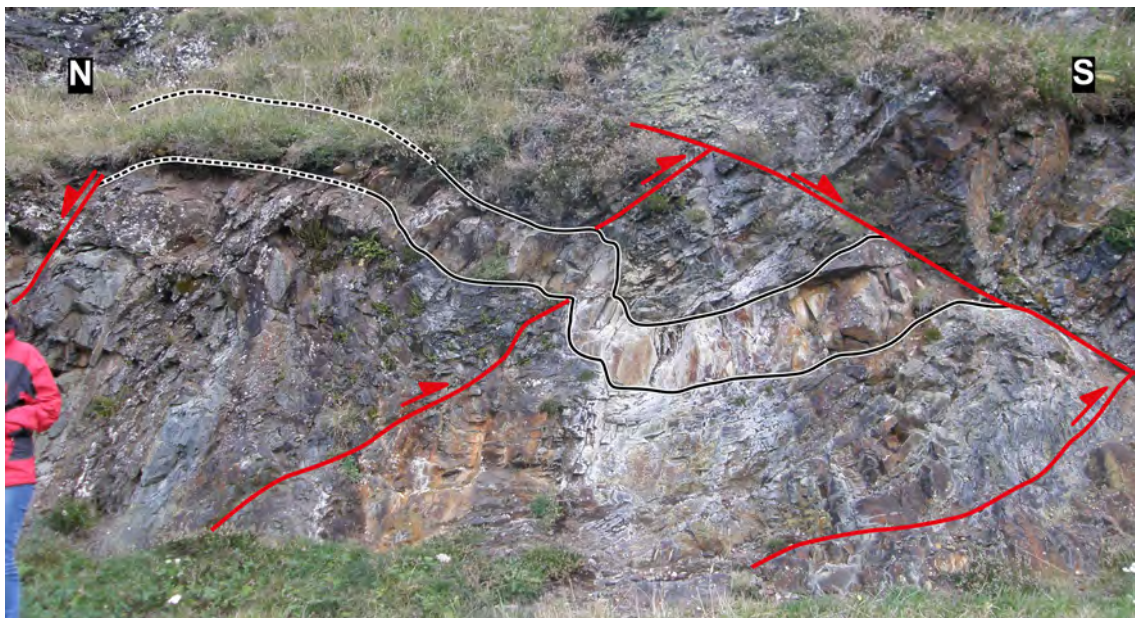
bución irregular (García-Sanseguno, 1992; 1996 y García-Sanseguno et al., 2011) y dos eventos metamórficos variscos (M1 y M2 de Mezger y Passchier, 2003), cuyas características generales y cronología se resumen en la figura 14.



**Figura 11.** (a) Cristal de cordierita dentro del cual se observa una foliación interna ( $S_1$ ) deformada por pliegues tipo chevron, que corresponden a estructuras D2. Fuera del cristal, y paralelamente a su borde, se observa una foliación suavemente crenulada que corresponde a la  $S_3$ . En la imagen de la derecha se observan inclusiones de minerales opacos; las líneas azules indican aquellas orientadas paralelas a la  $S_1$ , mientras que las líneas amarillas señalan las inclusiones orientadas paralelamente al plano axial de los pliegues D2. Situación en figura 2. (b) Porfidoblastos de estaurólita–cordierita que crecen englobando a la foliación  $S_1$  suavemente crenulada por pliegues D2, cuyo plano axial está en posición subvertical. Los cristales se encuentran ligeramente rotados y rodeados por la foliación  $S_3$ . El margen inferior de las imágenes de la izquierda equivale a 5,4 mm, el margen inferior de las imágenes de la derecha equivale a 1,35 mm. Situación en figura 2.



**Figura 12.** Imagen de una muestra con cristales de andalucita, en la que se reconocen evidencias de retrometamorfismo a biotita. El margen inferior de la imagen equivale a 5,4 mm. Situación en figura 2.



**Figura 13.** Dique aplítico, subparalelo a la  $S_1$ , que corta los cabalgamientos  $D_2$  y se encuentra afectado por los pliegues tardíos (posiblemente alpinos) que deforman a los propios cabalgamientos. Situación en figura 2.

En el Domo del Garona se desarrollaron pliegues D1 de escala cartográfica, observables al Norte de la zona estudiada, con un clivaje ( $S_1$ ) asociado y generalizado en toda la zona. Las condiciones metamórficas durante el desarrollo de la  $S_1$  son de bajo grado (Fig. 14a). En las cercanías del Granitoide de Bossòst, posteriormente al desarrollo de la  $S_1$ , se alcanzaron condiciones metamórficas de alta temperatura y presión intermedia (AT-MP) (M1, de Mezger y Passchier, 2003), en relación con un primer pulso magmático registrado en las intrusiones del Granitoide de Bossòst, con una edad comprendida entre el Viseense y el Serpukhoviense (Mezger y Gerdes, 2016; López-Sánchez et al., 2019) (Fig. 14b). La presencia de circones detríticos Viseense en las capas del "Culm" (Martínez et al., 2016) pueden considerarse otra evidencia de un pulso magmático y un episodio metamórfico precoces. En el Sinclinorio del Valle de Aran, las estructuras D1 se encuentran bien desarrolladas, aunque los pliegues D1 son más pequeños, menos apretados, el desarrollo de la  $S_1$  es menor y se produjo bajo condiciones metamórficas de bajo a muy bajo grado (Figs. 14a-b). En sectores más meridionales, fuera de la zona estudiada, los pliegues D1 son escasos, de pequeñas dimensiones y la foliación  $S_1$  no siempre se encuentra desarrollada.

A mayor escala, la Zona Axial pirenaica queda insertada en la rama septentrional del Arco Ibero-Armoricano, donde las estructuras compresivas variscas deben estar dirigidas al Sur (Martínez Catalán et al., 2007; García-Sanseguno et al., 2011), por lo que la vergencia Norte de las estructuras D1 no encaja en este modelo. Este hecho puede ser explicado invocando a dificultades en la propagación de la deformación hacia el antepaís al principio de la compresión varisca, como por ejemplo la existencia de fallas normales de la etapa preorogénica varisca (p. e. fallas normales del Ordovícico Superior), que pudieron ejercer un efecto contrafuerte durante la primera etapa de deformación compresiva varisca (D1), dando lugar a pliegues retrovergentes.

Las estructuras D2 se generan a partir de un nivel de despegue situado en la base del Silúrico, sobre el que se desarrollan cabalgamientos dirigidos hacia el Sur, pliegues derechos de dirección E-O y un clivaje de

crenulación ( $S_2$ ), cuya importancia aumenta notablemente hacia la parte superior de la sucesión devónica y hacia los sectores más meridionales del Sinclinorio del Valle de Aran (Matte, 1969; García-Sanseguno, 1990, 1992, 1996) (Fig. 14c). En el Domo del Garona, las estructuras D2 solo están representadas por pequeños cabalgamientos dirigidos hacia el Sur, que controlan la geometría de los yacimientos de Zn-Pb del Ordovícico.

Se puede deducir, por lo tanto, que a la vista del tipo de estructuras variscas (D1 y D2) y del grado metamórfico durante estos dos episodios de deformación, las rocas de la zona estudiada se encuentran en las zonas internas del Orógeno Varisco, aunque el Domo del Garona representa partes algo más profundas que el Sinclinorio del Valle de Aran.

Las estructuras D3, consisten en una zona de cizalla que, al Sur de la zona estudiada, está desarrollada entre el Granitoide de Bossòst y el despegue de las estructuras D2, en la base del Silúrico. El desarrollo de esta zona de cizalla es contemporáneo con el clímax del metamorfismo, que es de alta temperatura y baja presión (AT-BP) (M2 de Mezger y Passchier, 2003), generado por la intrusión del Granitoide de Bossòst en las etapas finales de la Orogenia Varisca (Asseliense) (López-Sánchez et al., 2019), cuando la Zona Axial pirenaica se encontraba inmersa en un proceso extensional generalizado (Lloret et al., 2021). En esta zona de cizalla se observan: (1) Crecimiento sin-cinemático y rotación de porfidoblastos de andalucita, estauroлита cordierita, englobando a la foliación  $S_1$ , que está asimismo plegada en esta etapa de deformación. La  $S_2$  no se desarrolla debajo del despegue del Silúrico, donde solamente se han encontrado pequeños y escasos cabalgamientos fuera de secuencia despegados en las calizas mineralizadas del Ordovícico Superior. (2) Reapretamiento de la  $S_1$ , que conlleva el desarrollo de una nueva foliación subhorizontal ( $S_3$ ) y el crecimiento de nuevos cristales y sombras de presión. (3) Formación de estructuras S-C, paralelas a la zona de cizalla. En esta zona de cizalla, Mezger y Passchier (2003) indican que el bloque superior ha descendido hacia el SE, sin embargo, existen evidencias de que el movimiento de la zona de cizalla es de bloque superior hundién-

dose hacia el Norte. Este sentido cinemático puede ser constatado en las estructuras S-C, por el sentido de la rotación de muchos porfidoblastos y porque la zona de cizalla, hacia el Norte del área de estudio, afecta a niveles más profundos de la sucesión cambro-ordovícica lo que demuestra su buzamiento hacia el Norte. En las rocas devónicas del Sinclinorio del Valle de Arán, y por lo tanto por encima de la zona de cizalla D3, pero cerca del Granitoide de Bossòst, coexisten estructuras D2 y D3. En estas zonas se observan micropliegues D2, de tipo chevron, que deforman a la  $S_1$ , englobados en cristales de cordierita. Además, estos porfidoblastos están rodeados por la foliación  $S_3$ , menos desarrollada que la observada dentro de la zona de cizalla. Por tanto, las estructuras D2 también se generan previamente a la  $S_3$  y al clímax del metamorfismo (Fig. 14d).

De todo lo dicho, se puede interpretar que las estructuras D3 y el metamorfismo de AT-BP contemporáneo con ellas (M2), pueden considerarse relacionados con el final del colapso extensional del Orogeno Varisco, cuyo comienzo sería ligeramente anterior a la intrusión del Granitoide de Bossòst, datado en  $295 \pm 2$  Ma (López-Sánchez et al., 2019) y que se prolonga durante todo el Pérmico inferior (Asseliense) (Lloret et al., 2021). El desarrollo del metamorfismo AT-BP ya había sido relacionado con el colapso extensional varisco (Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Vissers, 1992), sin embargo, estos autores consideraron como extensionales todas las estructuras subhorizontales, es decir, las pertenecientes a la *Infrestructura* de Zwart (1963a). Sin embargo, a la luz de las relaciones estructurales y de la evolución metamórfica reconocidas en la zona estudiada, la mayor parte de las estructuras consideradas como extensionales y tardi-variscas son precoces, relacionadas con la etapa compresiva varisca D1. Desde nuestro punto de vista, la coincidente posición entre las foliaciones  $S_1$  y  $S_3$  pudo ser la causa de estas interpretaciones erróneas.

En la zona estudiada las estructuras D3 se observan deformadas por suaves pliegues de dirección E-O, relacionables con el propio Domo del Garona, y cortadas por la Falla de Bossòst. Todas estas estructuras pueden ser consideradas Alpinas.

## Conclusiones

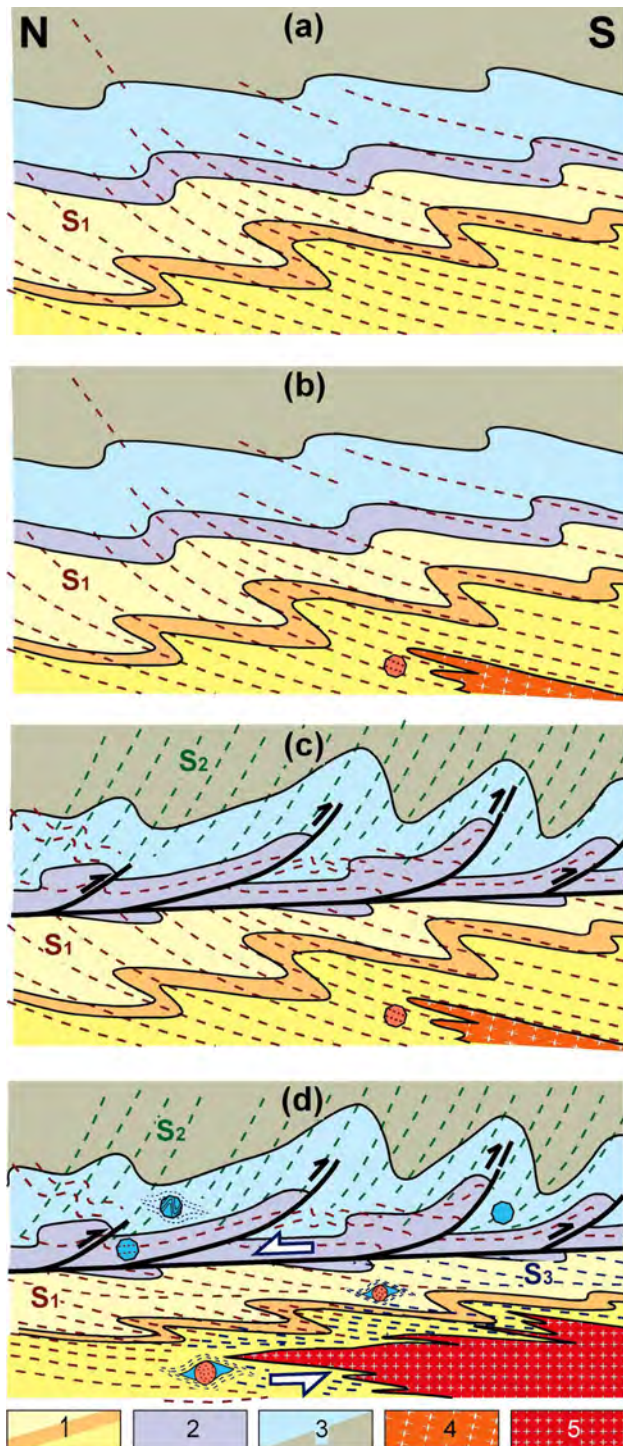
- En la zona estudiada existen evidencias de una tectónica extensional ordovícica que son: (i) la existencia de una foliación tectónica ( $S_p$ ) desarrollada solamente en las rocas pre-Caradoc, (ii) la Falla de Bossòst, que separa el bloque Norte, en el que la base del Ordovícico Superior viene marcada por la Formación Cava, ausente en el bloque Sur y (iii) la presencia de yacimientos de Zn-Pb de tipo SEDEX y/o *Mississippi Valley*, con una edad tipo de Ordovícico Superior.

- Se han reconocido tres episodios de deformación varisca (D1, D2 y D3), caracterizados por el desarrollo de foliaciones tectónicas de distribución irregular dentro de la zona estudiada ( $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ ). Los dos primeros episodios se relacionan con la etapa compresiva y el último con el final del colapso extensional del Orogeno Varisco.

- En torno al Granitoide de Bossòst, las relaciones blástesis-deformación indican que las estructuras D1 son previas al desarrollo de los porfidoblastos de estauroilita, granate y andalucita. En el Sinclinorio del Valle de Arán, dentro de la sucesión devónica, se han observado pliegues D2 que deforman la  $S_1$  y están englobados dentro de los porfidoblastos de cordierita que crecen pre- o sin-tectónicamente con la foliación  $S_3$ .

- A partir de los datos existentes sobre la edad del Granitoide de Bossòst, se puede interpretar que han existido dos pulsos magmáticos, con los que se pueden asociar los episodios metamórficos M1 y M2 de Mezger y Passchier (2003). El primer evento magmático y el metamorfismo M1 (AT-MP) contemporáneo con él, tuvo lugar durante el Visense-Serpukhoviense y debió de tener lugar entre el desarrollo de las estructuras D1 y D2. El segundo evento magmático produce un metamorfismo de AT-BP (M2), contemporáneo con las estructuras D3 y en relación con el final del colapso extensional del Orogeno Varisco.

- La componente inversa del movimiento de la Falla de Bossòst y los pliegues que deforman las estructuras D3 pueden considerarse Alpinas.



**Figura 14.** Esquemas mostrando la secuencia de formación de estructuras variscas y de las etapas metamórficas de la zona estudiada. **(a)** Inicio de la deformación varisca con el desarrollo de estructuras D1, bajo condiciones metamórficas de grado bajo, consistentes en pliegues de dirección E–O y vergencia Norte, con la foliación  $S_1$  asociada. **(b)** Tras la formación de las estructuras D1 tuvo lugar un primer pulso magmático (Viseense–Serpukhoviense), durante el cual se alcanzaron condiciones metamórficas de grado medio en esta zona (M1). **(c)** Desarrollo de cabalgamientos despegados en la base de las ampelitas del Silúrico, en relación con los cuales se forman los pliegues D2, de dirección E–O y vergencia Sur, a los que se asocia el clivaje de crenulación  $S_2$ . **(d)** Etapa de deformación extensional tardi-varisca D3, consistente en una zona de cizalla inclinada al Norte situada entre el Granitoide de Bossòst y la base del Silúrico, con desarrollo de estructuras S–C y movimiento del bloque superior hacia el Norte, a la que se asocia una nueva foliación tectónica ( $S_3$ ) cuya posición es coincidente con la de la  $S_1$ , por lo que en muchas ocasiones produjo su reaplastamiento. Durante la etapa de deformación D3, tiene lugar el emplazamiento del cuerpo principal del Granitoide de Bossòst (Pérmico inferior), que produjo unas condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión (M2). Los porfidoblastos relacionados con el primer evento metamórfico (M1) y los sin-cinemáticos con las estructuras D3 situados dentro de la zona de cizalla, sufren rotación durante su crecimiento, englobando la  $S_1$  plegada. Fuera de la zona de cizalla, los porfidoblastos crecen englobando pliegues D2, a la vez que se encuentran rodeados por la foliación  $S_3$ . (1) Serie cambro-ordovícica, (2) ampelitas silúricas, (3) sucesión devónica, (4) primer pulso mágmático del Granitoide de Bossòst (Viseense–Serpukhoviense), (5) cuerpo principal del Granitoide de Bossòst (Pérmico inferior).

## Agradecimientos

Agradecemos a los revisores Nemesio Heredia y Francisco J. Martínez sus comentarios y precisiones que han servido para mejorar este trabajo. Parte de los contenidos de este artículo han servido para la reali-

zación del Trabajo Fin de Máster en “Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica” de la Universidad de Oviedo, de la segunda autora. El trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos CGL2006-08822 y MCI-21-PID2020-114273GB-C22 del Plan I+D+i.

## Referencias

- 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.
- AUTRAN, A. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1996): Planche: Carte structural. En: A. Barnolas & J. C. Chiron (eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Vol. 1, Le cycle hercynien*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España, Orléans - Madrid, Tec H2 - Tec H3.
- BRULA, P. (1984): Les schistes noirs et la série paléozoïque du dome de Bossost-Luchon (Pyrénées Centrales). Thèse 3eme Cycle, Université de Lyon, 296 p.
- 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 metalogenético. *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.
- 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., DOMINGO, F., POBLET, J. y SOLER, A. (1989): On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3(2): 135-147. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105181>
- 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 & R. Scholten (eds.): *Gravity and Tectonics*, Willey, New York, 141-156.
- 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>
- DE SITTER, L. U. y ZWART, H. J. (1962): Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1: 50.000; sheet 1: Garonne, sheet 2: Salat. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27: 191-236.

- DÉGARDIN, J. M. (1978): Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benaque (Pyrénées Centrales espagnoles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98: 51-58.
- DÉGARDIN, J. M. (1988): Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie. Société Géologique du Nord, publication 15, 355 p.
- DONNOT, M. (1974): Attribution au Silurien-Dévonien des schistes de Bencarrech-Sentein (Ariège); ses conséquences pour l'extension de l'Ordovicien dans les Pyrénées. *Bulletin du B.R.G.M.*, 1(2): 1-26.
- DURAND, J. y RAGUIN, E. (1943): Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 13(5): 9-19.
- 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.
- GARCÍA-LÓPEZ, S., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y ARBIZU, M. (1991): Devonian of the Aran Valley Synclinorium, Central Pyrenees, Spain: Stratigraphical and paleontological data. *Acta Geológica Hispánica*, 26(1): 55-66.
- 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 RAMÍREZ MERINO, J. I. (2013): Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, Hojas nº 118 bis (32-07), 148 (32-08) (Caneján y Viella) (2ª serie MAGNA). Memoria explicativa por García-Sansegundo, J.; Ramírez Merino, J. I.; Rodríguez Santisteban, R.; Leyva, F. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 64 p.
- 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 Benaque 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 London, 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 sed-

- imentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29: 57-60.
- HARTEVELT, J. J. A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- KLEINSMIEDE, W. F. J. (1960): Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 129-245.
- 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.
- LEMIRRE, B., COCHELIN, B., DUCHENE, S., BLANQUAT, M. D. y POUJOL, M. (2019): Origin and duration of late orogenic magmatism in the foreland of the Variscan belt (Lespouze - Chiroulet - Neouvielle area, French Pyrenees). *Lithos*, 336: 183-201. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.037>
- LLORET, J.; LÓPEZ-GÓMEZ, J.; HEREDIA, N.; MARTÍN-GONZÁLEZ, F.; DE LA HORRA, R.; BORRUEL-ABADÍA, V.; RONCHI, A.; BARRENECHEA, J. F.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; GALÉ, C.; UBIDE, T.; GRETTNER, N.; DIEZ, J. B.; JUNCAL, M.; LAGO, M. (2021): Transition between Variscan and Alpine cycles in the Pyrenean-Cantabrian Mountains (N Spain): Geodynamic evolution of nearequator European Permian basins. *Global and Planetary Change*, on line. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103677e>
- 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>
- MAJESTÉ-MENJOUAS, C. (1979): Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gavarnie, chevauchement de Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse d'Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 343 p.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GÓMEZ-BARREIRO, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ANDONAEGUI, P., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., DÍEZ MONTES, A., RUBIO PASQUAL, F.J. y VALLE AGUADO, B. (2007): Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the Variscan belt. En: R.D. Hatcher Jr., M.P. Carlson, J.H. McBride & J.R. Martínez Catalán (eds.): *4-D Framework of Continental Crust*, Geological Society of America, Memoir, 200: 403-423.
- MARTÍNEZ, F. J., DIETSCH, C., ALEINIKOFF, J. N., CIRÉS, J., ARBOLEYA, M. L., RECHE, J. y GÓMEZ-GRAS, D. (2016): Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5-6): 842-859. <https://doi.org/10.1130/b31316.1>
- 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.
- MEY, P. H. W. (1968): Geology of the Upper Ribagorçana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 229-292.
- MEZGER, J. E. y GERDES, A. (2016): Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Research*, 29(1): 181-198. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010>
- 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>



- MEZGER, J. E., PASSCHIER, C. W. y REGNIER, J. L. (2004): Metastable staurolite-cordierite assemblage of the Bossost dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(9): 827-837. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.024>
- MUÑOZ, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: K. R. McClay (ed.): *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 235-246.
- PALAU, J. y SANZ, J. (1989): The Devonian units of the Marimanya Massif and their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas. *Geodinamica Acta*, 3(2): 171-182. <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105184>
- POBLET, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 604 p.
- PUDDU, C., JAVIER ALVARO, J., CARRERA, N. y MARIA CASAS, J. (2019): Deciphering the Sardinian (Ordovician) and Variscan deformations in the Eastern Pyrenees, SW Europe. *Journal of the Geological Society*, 176(6): 1191-1206. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-057>
- SANZ-LÓPEZ, J. y PALAU, J. (2013): Mapa geológico de España a escala 1: 50.000, Hoja nº 149 (33-8) (Isil) (2ª Serie MAGNA). Memoria explicativa por Sanz-López, J.; Palau, J. y Cabra, P. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 51 p.
- 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.
- SNOEP, J. P. (1956): Stratigraphy and structural geology of the district west of the Marimanya Granite, Valle de Arán. *Leidse Geologische Mededelingen*, 21: 504-515.
- SOULA, J. C., DEBAT, P., DÉRAMOND, J. y POUGET, P. (1986): A dynamic-model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 29-51.
- TEIXELL, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3): 395-406.
- 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.
- WATERLOT, M. (1969): Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 70: 259.
- ZWART, H. J. (1958). Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geologie en Mijnbouw*, 20, 18-30.
- ZWART, H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52: 38-65.
- ZWART, H. J. (1963a): Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II. Valle de Aran, sheet 4. *Leidse Geologische Mededelingen*, 28: 321-376.
- ZWART, H. J. (1963b): The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53: 170-205.
- ZWART, H. J. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.