

La estructura del Paleozoico en el valle de Soulcem (Zona Axial, Pirineos franceses): la terminación occidental de la Falla de Merens

The structure of the Palaeozoic rocks in the Soulcem valley (Axial Zone, French Pyrenees): the western termination of the Merens Fault

PELAYO BARRÓN FRANCISCO^{1*} 

¹ Latitude 66 Cobalt OY, Asemakatu 41, 90100 Oulu, Finland

* Corresponding author: pelayogeol@gmail.com

Resumen: El objetivo de este estudio es el análisis estructural, a todas las escalas, de la terminación occidental de la rama Norte de la Falla de Merens. En esta zona, afloran cuarcitas y pizarras pre-caradocienses intruidas por el granito de Soulcem. En su parte septentrional, dominan los pliegues tumbados, vergentes al Norte y con la foliación varisca S1 asociada, desarrollada con metamorfismo de grado medio, Mientras que al sur abundan pliegues variscos E-O, derechos y desarrollados en condiciones metamórficas de grado bajo. Ambos dominios están separados por la Falla de Merens, interpretada como una estructura Varisca con escaso juego alpino.

Palabras clave: Pirineos, Paleozoico, Varisco, Cambro-Ordovícico, falla.

Abstract: The aim of this study is the structural analysis, at all scales, of the western termination of the northern branch of the Merens Fault. In this area, the Soulcem granite intrudes pre-Caradocian quartzites and slates. In the northern part of this zone, Variscan recumbent folds are dominant with the associated S1 foliation, developed under medium-grade metamorphic conditions. To the south, upright and E-W trending Variscan folds are predominant, developed under low-grade metamorphism. Both domains are separated by the Merens Fault, which is interpreted as a Variscan structure with little Alpine displacement.

Keywords: Pyrenees, Paleozoic, Variscan, Cambro-Ordovician, fault.

Introducción

El área de estudio se encuentra localizada en la zona central de los Pirineos franceses, abarca el valle de

Soulcem y presenta un relieve con modelado glaciar y periglaciario, con valles con fondo plano o en artesa, circos glaciares, depósitos morrénicos, cubetas de sobre-excavación, canchales, etc. (Figs. 1a, 2).

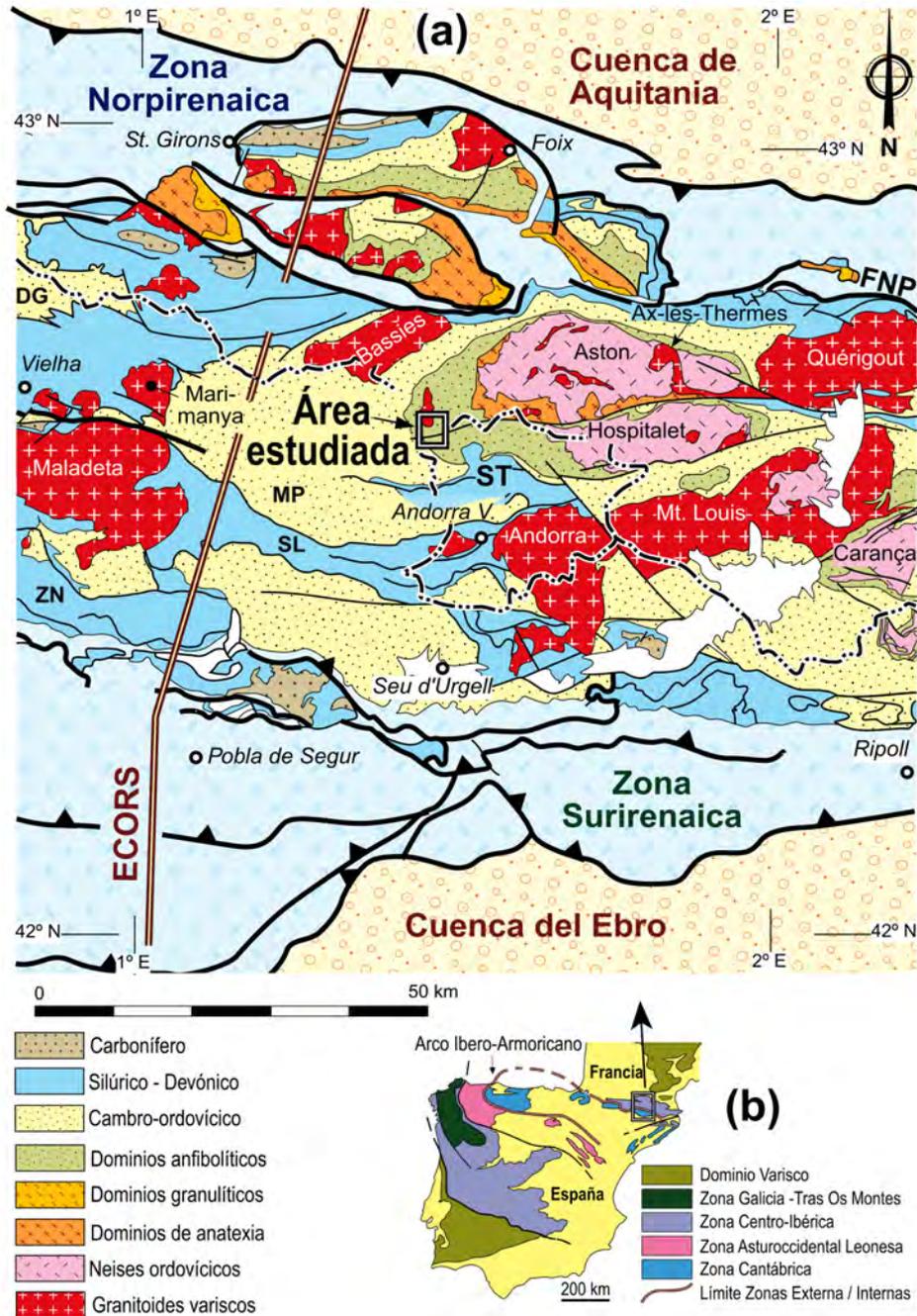


Figura 1: (a) Mapa geológico del sector central de la Zona Axial pirenaica con la situación de la zona estudiada (modificado de Autran y García-Sansegundo (1996). DG: Domo del Garona, FNP: Falla Norpirenaica, MP: Macizo de la Pallaresa, SL: Sinclinal de Llavorsí, ST: Sinclinal de Tor-Casamanya, ZN: zona de los Nogueras. (b) Mapa con la división en zonas internas y externas de la Zona Axial, y su correlación con el resto de afloramientos del varisco de la Península Ibérica (según García-Sansegundo et al., 2011).

La cordillera pirenaica conforma un orógeno de pequeñas dimensiones flanqueado al norte y al sur por las cuencas de antepaís de Aquitania y Ebro respectivamente (Fig. 1a). Se trata de una cadena montañosa formada durante la orogenia Alpina, entre el Cretácico Superior y el Mioceno, como consecuencia de la colisión entre la microplaca Ibérica y placa Euroasiática. Durante este evento se produjo la exhumación y deformación del basamento Paleozoico, que ya se encontraba deformado previamente durante la Orogenia Varisca. Por tanto, los Pirineos son el resultado de una evolución tectónica y sedimentaria que da comienzo en el Pérmico y continua hasta la actualidad, concluyendo con la formación una cordillera de dirección E-O, con una longitud de 450 km y unos 80 km de anchura, que se prolonga al este hasta la Baja Provenza en Francia y al oeste hasta la Cordillera Cantábrica, alcanzando un total de 1000 km (Alonso et al., 1996, Pulgar et al., 1996, 1997; Gallastegui, 2000). De acuerdo a sus características tectono-sedimentarias, los Pirineos han sido divididos en tres zonas que son las siguientes (Mattauer y Séguret, 1971) (ver figura 1a): (I) Zona Norpirenaica, delimitada al sur por la Falla Norpirenaica y al norte por el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico. En su mayoría se compone de materiales paleozoicos y mesozoico-terciarios afectados por cabalgamientos de dirección E-O y dirigidos hacia el norte. (II) Zona Surpirenaica, comprendida entre los afloramientos de rocas paleozoicas de la zona central pirenaica y por el Frente del Cabalgamiento Surpirenaico, situado al sur; en ella afloran principalmente rocas de la cobertera mesozoico-terciaria, deformadas por estructuras con vergencia sur. (III) Zona Axial, que limita al norte con la Falla Norpirenaica y se prolonga hacia el sur a lo largo de todo un extenso afloramiento de rocas paleozoicas, que configuran el basamento de los Pirineos, constituido por rocas con deformación varisca elevadas y apiladas por cabalgamientos alpinos dirigidos al sur.

El perfil sísmico ECORS-Pirineos (Choukroune y ECORS Pyrenees Team, 1988), que atraviesa la cordillera pirenaica en dirección NNE-SSW (Fig. 1a), muestra a escala cortical un orógeno con doble vergencia, definiendo un patrón en abanico, responsable del engrosamiento y elevación del basamento

paleozoico en la Zona Axial, donde las fallas convergen en profundidad. A partir de esta información se realizaron varias estimaciones del acortamiento total producido en este orógeno, que van desde unos 100 km (Roure et al., 1989) hasta unos 165 km según Muñoz (1992).

En lo referente a la estructura varisca de la Zona Axial pirenaica, Zwart (1963) realizó por primera vez una división de la misma en función del metamorfismo y estructuras dominantes, definiendo así los términos *Infraestructura* y *Supraestructura*, ampliamente utilizados hasta la actualidad. La *Infraestructura* se caracteriza por presentar una foliación tectónica subhorizontal, asociada a un metamorfismo que puede llegar a ser de alto grado, mientras que en la *Supraestructura* predominan pliegues derechos con una foliación tectónica subvertical asociada y un metamorfismo de bajo a muy bajo grado. A grandes rasgos, los dominios *infraestructurales* definen domos alargados en dirección E-O, flanqueados por estrechos sinclinorios (dominios *supraestructurales*). En los domos afloran gneises y rocas metasedimentarias que van del Proterozoico Superior al Ordovícico Inferior, mientras que los dominios *supraestructurales* comprenden principalmente rocas silúricas, devónicas y carboníferas. La cronología y significado de estos dos dominios ha sido objeto de debate durante muchos años. Una síntesis de las diferentes interpretaciones sobre su origen se encuentra en Carreras y Capellà (1994), trabajo que suscitó una importante discusión al ser contestado por Aerden (1995) y respondido por los mismos autores (Carreras y Capellà, 1995).

Posteriormente, García-Sanseguendo et al. (2011) realizaron una división de la Zona Axial pirenaica con el fin de separar dentro de ella las zonas variscas internas y externas y proceder a su correlación con otros fragmentos del Orógeno Varisco situados en el NO de la Península Ibérica (Fig. 1b). Este estudio ha permitido establecer la continuidad del Macizo Ibérico del NO de la Península Ibérica hacia el este y situar a la Zona Axial pirenaica en la rama norte del Arco Ibero-Armoricano (Fig. 1b). Con base en este estudio, se puede decir que, en la Zona Axial pirenaica, las zonas externas se caracterizan por presentar

sistemas de cabalgamientos y pliegues asociados, con escaso desarrollo de foliaciones tectónicas debido a la casi total ausencia de metamorfismo varisco. Por su parte, las zonas internas variscas incluyen tanto a la *Infraestructura* como buena parte de la *Supraestructura* de Zwart (1963, 1979), donde son frecuentes los pliegues y las foliaciones tectónicas asociadas, desarrolladas en condiciones metamórficas que van desde el bajo grado a la migmatización.

El valle de Soulcem está incluido en las zonas internas variscas diferenciadas por García-Sansegundo et al. (2011) y corresponde a un sector en el que tiene lugar la transición *Supraestructura / Infraestructura* de Zwart (1963). Este valle se encuentra ubicado en el extremo nororiental del Macizo de la Pallaresa, al oeste de los domos de Aston y Hospitalet (Fig. 1a), y está compuesto en su totalidad por rocas del pre-Caradoc, con un granitoide porfirico en su parte más septentrional (Fig. 2).

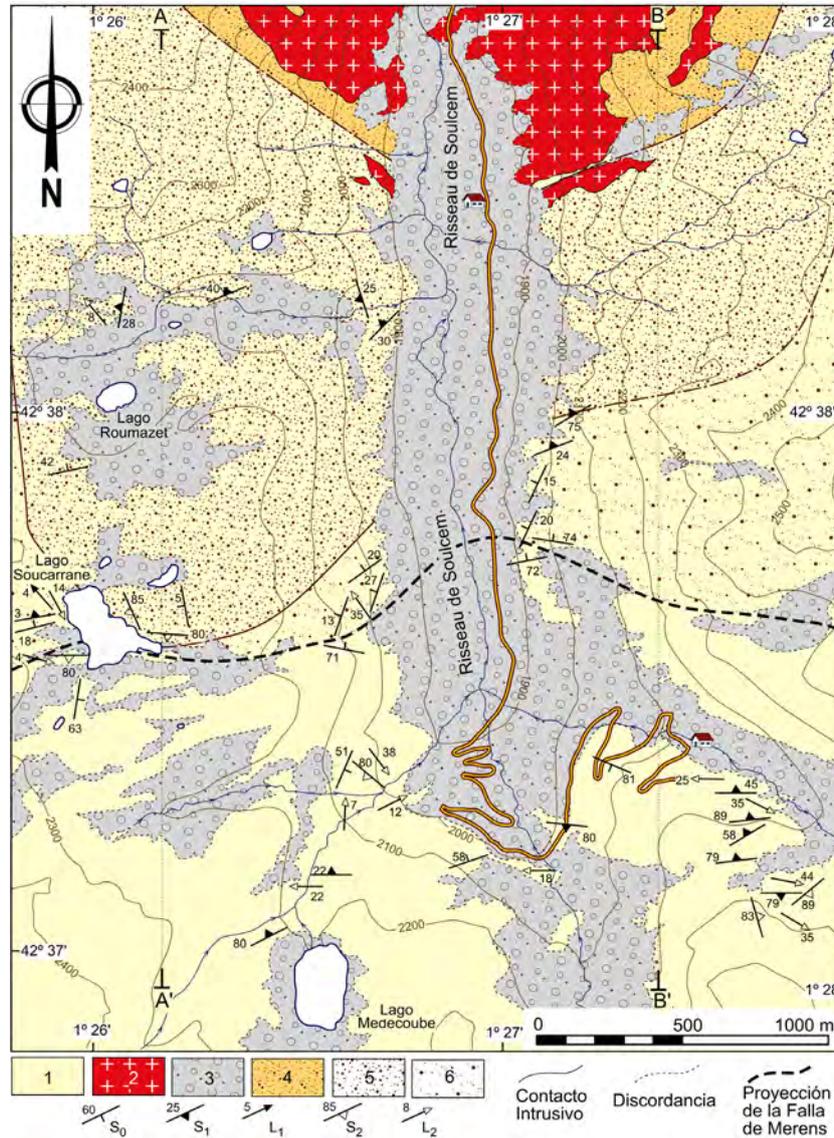


Figura 2: Mapa geológico de la zona estudiada, en la cabecera del valle de Soulcem. A-A' y B-B' situación de los cortes geológicos de la figura 3. (1) Formación Alos de Isil, (2) Granitoide de Soulcem, (3) Cuaternario, (4) Zona de la sillimanita, (5) Zona de la andalucita-estaurolita, (6) Zona del granate. La falla representada con trazo grueso y discontinuo corresponde a la prolongación hacia el Oeste de la rama Norte de la Falla de Merens y divide la zona estudiada en los dominios Norte y Sur.

Los domos de Aston y Hospitalet se encuentran separados por la Falla de Merens (Zwart, 1958), cuya prolongación hacia el Oeste permite dividir el valle de Soulcem en dos sectores: el sur, dominado por pliegues variscos subverticales, y el norte, en el que cobran relevancia las estructuras variscas subhorizontales desarrolladas en condiciones de mayor grado metamórfico. La Falla de Merens ha sido, por lo tanto, considerada por varios autores como una estructura con posible actividad varisca o tardivarisca y posterior rejugado alpino (Lamouroux, 1976; Zwart, 1979; Bessière, 1980; Soula y Seillant, 1982; McCaig, 1984; Carreras y Cirès, 1986; McCaig y Miller, 1986). Una síntesis de los datos en los que se apoyan estos autores para su interpretación puede encontrarse en Carreras et al. (1996). Por otra parte, Clariana, (2015), sin descartar su actividad alpina, considera esta estructura como varisca, pues es responsable de la transición *Infraestructura / Supraestructura*. Por último, autores como Muñoz (1992) han destacado la importancia de la actividad alpina de esta falla.

El objetivo principal de este trabajo es el análisis de la Falla de Merens en el valle de Soulcem, donde tiene lugar su prolongación occidental y donde se puede

observar su relación con los pliegues que afectan a la sucesión pre-Caradoc, los cuales son abundantes y están bien representados en esta zona. Con este estudio es viable valorar el papel jugado por esta falla durante la deformación varisca, así como su actividad durante el Ciclo Alpino.

Para determinar el papel jugado por esta falla en las diferentes etapas deformacionales, en primer lugar, se han analizado los datos de otros autores que trabajaron en esta zona a lo largo de los últimos años, desde los primeros de Zwart (1963) hasta los más recientes de Clariana (2015) y Mezger y Gerdes (2016). Estos trabajos han aportado nuevas cartografías y cortes geológicos, diversos análisis microestructurales, relaciones blástesis-deformación, así como datos geocronológicos de las intrusiones ígneas del entorno. A partir de esta información, en el presente estudio se ha elaborado un mapa geológico detallado (Fig. 2), con el fin de obtener información sobre la estratigrafía de la sucesión cambro-ordovícica y de las características geométricas de las intrusiones ígneas. Asimismo, acompañando al mapa geológico, se realizan dos cortes geológicos (Fig. 3) y se analizan afloramientos concretos con el fin de establecer las relaciones exis-

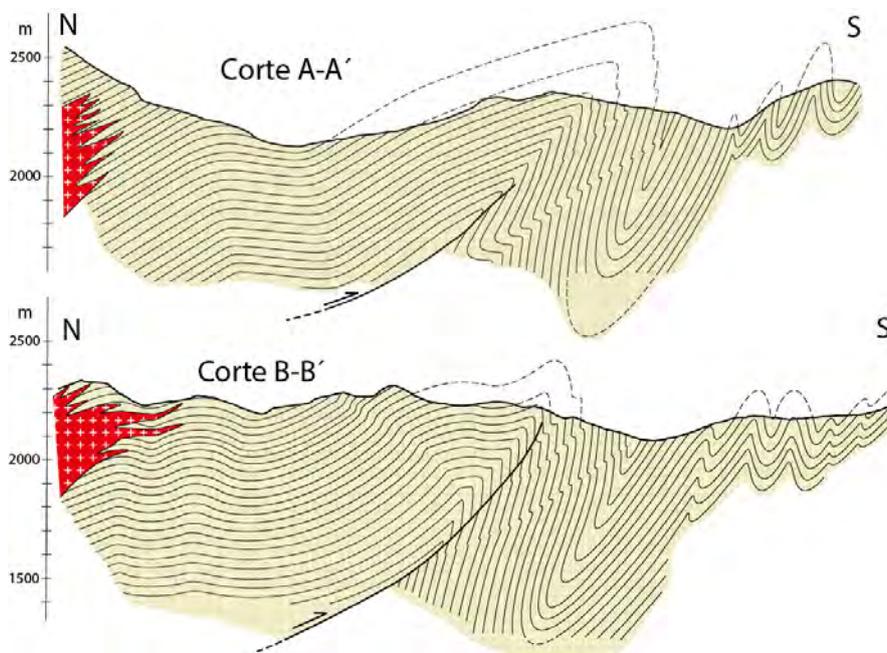


Figura 3: Cortes geológicos de la zona estudiada. Situación en figura 2.

tentes entre las diferentes anisotropías de las rocas (estratificación, foliaciones tectónicas, planos de falla, etc.) Con estos datos se han determinado las características geométricas de las estructuras y se ha obtenido información sobre su posición espacial. Por otra parte, se ha realizado el análisis microscópico de varias muestras, que ha permitido establecer las relaciones temporales entre las diferentes foliaciones tectónicas y analizar las condiciones metamórficas que han tenido lugar durante la deformación en sus diferentes etapas.

Estratigrafía

Las rocas paleozoicas de la Zona Axial pirenaica se pueden dividir en cinco grandes grupos que, de techo a muro, son los siguientes: (i) el Carbonífero, conformado por una parte inferior carbonatada y otra superior constituida esencialmente por areniscas feldespáticas y pizarras negras (“serie “Culm”); (ii) el Devónico, constituido principalmente por calizas fosilíferas y pizarras, presenta gran variedad de facies a lo largo de la Zona Axial pirenaica (Sanz-López, 2004); (iii) el Silúrico, que está esencialmente constituido por pizarras ampelíticas negras y delgadas intercalaciones de calizas a techo (Dégardin, 1988); (iv) el Ordovícico Superior, que consiste en una serie siliciclástica con una unidad carbonatada en su parte media y cuya base viene marcada por una discordancia angular (Hartvelt, 1970; Gil-Peña et al., 2001; García-Sanseguno et al., 2004; Casas y Fernández, 2007; Clariana et al., 2018) y (v) la sucesión pre-Caradoc, tradicionalmente denominada sucesión *cambro-ordovícica*, que consiste en una alternancia de pizarras y areniscas, con intercalaciones ocasionales de calizas, en general azoica, y datada como Ediacariense (en niveles de rocas volcánicas intercaladas en su parte inferior) y el Ordovícico inferior y medio (Laumonier et al., 2004).

En el valle de Soulcem aflora la sucesión pre-Caradoc. Cavet (1957) propuso su división en: Serie Canaveilles, situada en la parte inferior y Serie Jujols, correspondiente a la parte superior. Estudios posteriores (Zandvliet, 1960; Zwart, 1965; Hartvelt, 1970; Laumonier y Guitard, 1986; Van den Eeckhout, 1986; García-Sanseguno y Alonso, 1989; Poblet, 1991; García-Sanseguno, 1992) analizaron la sucesión

pre-Caradoc en diferentes sectores de la Zona Axial pirenaica y, en cada caso, propusieron su correlación con las series definidas por Cavet (1957). Recientemente, Laumonier et al. (2004), con base en los estudios realizados en los Pirineos orientales, reinterpretaron la estratigrafía de la sucesión pre-Caradoc de la Zona Axial pirenaica y redefinieron los grupos Caneveilles y Jujols, pasando la unidad más alta del grupo Caneveilles

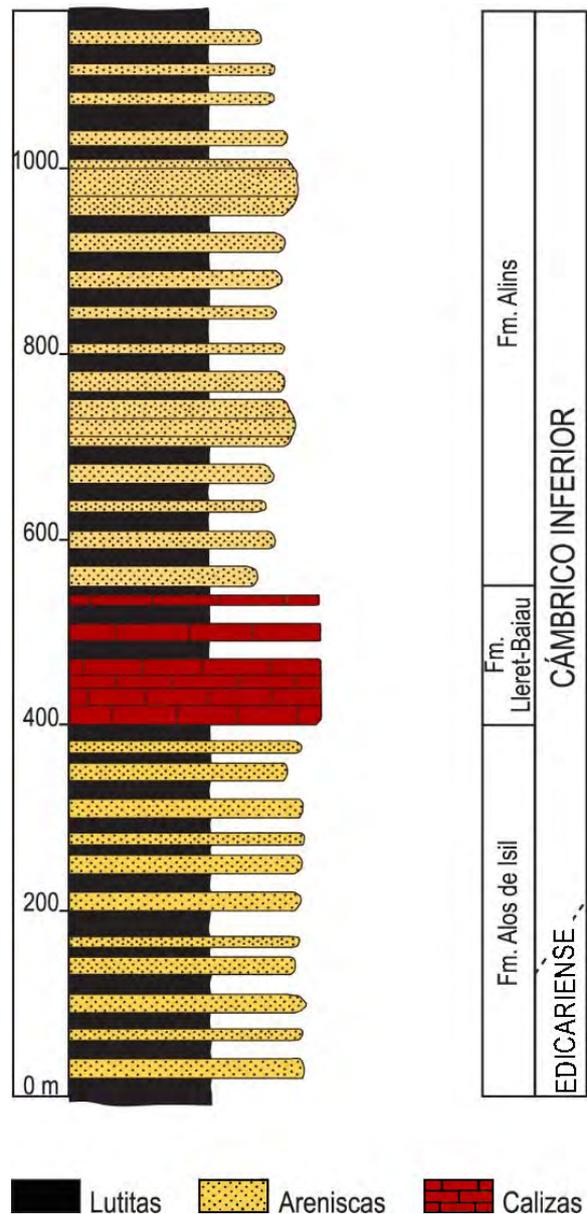


Figura 4: Columna estratigráfica sintética del Grupo Jujols en el Macizo de la Pallaresa, de acuerdo con Clariana (2015).

(Formación Evol) al Grupo Jujols y situando el nuevo límite en la Formación Tregura. Además, estos autores dividieron el Grupo Jujols en tres formaciones: (i) *Formación Alos de Isíl*, que corresponde a la unidad inferior, conformada por una alternancia de areniscas beige a gris claro y pizarras gris oscuro, con intercalaciones de cuarcitas blancas a beige; (ii) *Formación Lleret Baiiau*, que corresponde al miembro medio, constituido normalmente por calizas grises claras y lutitas negras que hacia la base pueden ser más arenosas y de tonos tostados; (iii) *Formación Alins*, que representa la unidad superior, compuesta por una alternancia de lutitas grises a gris verdoso y areniscas beige y con una distribución grano-decreciente.

De acuerdo con estudios previos (Clariana, 2015; Laumonier et al., 2004; Poblet, 1991), la zona de estudio se constituye totalmente por rocas pertenecientes al Grupo Jujols. Gracias a los mapas geológicos de las áreas colindantes con el valle de Soulcem

(Clariana, 2015), así como el contraste de los datos obtenidos en campo con las definiciones estándar de las formaciones que componen el Grupo Jujols se considera que, en la totalidad de la zona de estudio, aflora la Formación Alos de Isíl (Fig. 4). En el valle de Soulcem, la Formación Alos de Isíl se compone de alternancias centimétricas a decimétricas de areniscas y pizarras (Fig. 5), mientras que las intercalaciones de cuarcitas dentro de esta formación aparecen en estratos decimétricos. Además, se han observado tramos carbonatados de pocos metros de espesor, con escasa continuidad lateral, constituidos por calizas entre beige y blancas, tableadas, dispuestas en capas decimétricas, a las que normalmente se asocian niveles de pizarras negras. El espesor mínimo de esta formación es de aproximadamente 400 metros (Clariana, 2015). La edad de las formaciones del Grupo Jujols es incierta, aunque de acuerdo con la correlación con el Paleozoico inferior de los Pirineos Orientales sugerida por Laumonier et al. (2004), la Formación Alos de



Figura 5: Aspecto de campo de la Formación Alos de Isíl.

Islí podría tener una edad Cámbrico Inferior, si bien, las intercalaciones carbonatadas observadas son características de la Formación Canaveilles (Ediacariense).

Rocas ígneas

Desde un punto de vista estructural, la Zona Axial pirenaica se ha correlacionado con la Zona Astur-occidental Leonesa y Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico (García-Sansegundo et al., 2011; Martínez-Catalán, 1990) y como éstas, presenta una cantidad considerable de intrusiones graníticas (Fig. 1a). Dentro de la Zona Axial pirenaica, afloran cuerpos magmáticos con edades que van desde el pre-Caradoc hasta el Pérmico, relacionados con el Ciclo Orogénico Varisco como pre-orogénicos y sin-orogénicos.

Intrusiones pre-orogénicas variscas

Si bien existen evidencias de un magmatismo Cadomiense (560-548 Ma) en los metatuffs y ortogneises de los macizos de Canigó, Roc de Frausa y Cap de Creus (Castiñeiras et al., 2008), existen un gran volumen de ortogneises metagraníticos peraluminicos, que intruyen en metasedimentos pre-Caradoc de supuesta edad Cámbrica (Cavet, 1957; Laumonier y Guitard, 1986; Laumonier, 1988). Estos ortogneises afloran principalmente en los macizos de Aston, Hospitalet (Fig. 1a) y, al este de la zona estudiada, en los macizos de Canigó y Roc de Frausa y constituyen el núcleo de amplias estructuras antiformales situadas en los macizos anteriormente citados, aunque también se presentan en forma de sills, intercalados en la sucesión pre-Caradoc (Macizo de la Roc de Frausa, Liesa y Carreras, 1989).

Intrusiones sin-orogénicas variscas

A pesar de las dificultades existentes a la hora de datar los cuerpos ígneos en la Zona Axial pirenaica, diversos autores han encontrado relaciones entre un considerable número de los mismos y las estructuras pertenecientes a la Orogenia Varisca, lo que ha llevado a relacionarlos con el magmatismo sin-orogénico. Es sabido que la mayor parte de estos eventos ígneos han

ocurrido coetánea o posteriormente al pico del metamorfismo regional varisco, situado en 300 ± 5 Ma, edad de los sedimentos discordantes más antiguos situados sobre las rocas paleozoicas metamórficas del Estefaniense B (Vielzeuf, 1996). Asimismo, se han descrito en varios de estos cuerpos intrusivos los efectos asociados a deformaciones transpresivas tardi-variscas (Gleizes et al., 1997). El rango de edades obtenidas para los granitoides de la Zona Axial pirenaica queda comprendido entre finales del Carbonífero y principios del Pérmico, es decir, en las etapas más tardías de la orogenia varisca, aunque existen excepciones que señalan la existencia de intrusiones en el Carbonífero temprano. De acuerdo con su nivel de emplazamiento en la serie paleozoica, los cuerpos intrusivos se pueden clasificar en intrusiones de nivel superior, medio e inferior (Autran et al., 1970), aunque, más recientemente, Arranz y Lago (2004) propusieron una agrupación de la clasificación de Autran et al. (1970) en plutones de la *Supraestructura* y de la *Infraestructura*.

Cuerpos intrusivos de la Supraestructura: agrupan a los plutones de nivel superior. Se emplazan normalmente en rocas de edad comprendida entre el Silúrico y el Carbonífero pre-Estefaniense, en la parte occidental de la Zona Axial, y en la sucesión cambro-ordovícica en los sectores más orientales. Dentro de este grupo se incluyen los cuerpos ígneos de mayor tamaño, tales como los de Maladeta [$298 \pm 2,4$ Ma, Evans et al. (1998) y $301,7 \pm 7$ Ma, Martínez et al. (2016)], Andorra (305 ± 3 Ma, Romer y Soler, 1995), Mont-Louis (305 ± 5 Ma, Maurel et al., 2004), Querigut-Millas (307 ± 2 , Roberts et al., 2000), Bassies (312 ± 2 , Paquette et al., 1997) y Marimanya, algunos de los cuales llegan a alcanzar dimensiones kilométricas (Fig. 1a). En todos estos cuerpos ígneos se registran historias intrusivas multiepisódicas y, hacia el interior, presentan litotipos cada vez más ácidos (Arranz y Lago, 2004). Además, existe un predominio de rocas granodioríticas y monzograníticas que, hacia el núcleo, pasan a ser monzogranitos y sienogranitos, con frecuencia peraluminicos.

Cuerpos intrusivos de la Infraestructura: comprenden las intrusiones de niveles corticales inferiores y medios, normalmente emplazadas en rocas del Paleozoico inferior y Ediacariense. Estos cuerpos ígneos son

mucho menos numerosos y extensos que los anteriores. Tienden a situarse en el núcleo de los complejos metamórficos y están compuestos fundamentalmente por leucogranitos. Los principales afloramientos se dividen en: (i) los que intruyen en rocas en facies de anfibolitas, que afloran en los macizos de Aston-Hospitalet y Canigó-Caranca (Fig. 1a); en este grupo también están los que afloran en los macizos de Lys-Caillaouas, Bossost y Trois Seigneurs, al oeste de la zona de estudio y Albères y Cap de Creus, al este de la misma, y (ii) los que se emplazan en rocas en facies de granulitas, como el de Agly (308,3±1,2 Ma, Olivier et al., 2008), situado al este de la zona estudiada. Ambos grupos de macizos ígneos aparecen en forma de stocks, diques o sills eventualmente lacolíticos. Finalmente, es importante remarcar que todos los afloramientos pertenecientes a estos macizos parecen estar en equilibrio con las condiciones metamórficas de su encajante, caracterizando así estos emplazamientos como sin-metamórficos (Arranz y Lago, 2004).

Algunos de estos granitoides han sido recientemente datados y han arrojado dos tipos de edades, una precoz, contemporánea con la formación de las primeras estructuras variscas y otra más moderna, tardivarisca, con edades parecidas a las registradas en los macizos intrusivos de la *Supraestructura*. Algunos de estos granitoides son el de Ax-les-Thermes, situado al este de la zona estudiada (Fig. 1a), con una edad de 306±2 Ma (Denèle et al., 2014). En el granitoide de Bossost, situado al este de la zona estudiada, algunas facies han sido datadas entre 327 y 338 Ma (Mezger y Gerdes, 2016), mientras que 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±2 Ma (López-Sánchez et al., 2019). De manera similar, el granitoide de Lys-Caillaouas (al este de la zona de estudio) fue datado por Esteban et al. (2015) en 306±2 Ma, mientras que López-Sánchez et al. (2019), de nuevo encontraron dos poblaciones de circones separadas en el tiempo, una de 331-323 Ma y otra de 297±2 Ma. A la vista de estos datos, parece, por lo tanto, que debieron producirse dos pulsos magmáticos a lo largo de la Orogenia Varisca, uno al principio de la deformación, durante el Carbonífero temprano, y otro al final, en torno al límite Carbonífero-Pérmico.

El granitoide de Soulcem

Se encuentra en la parte más septentrional de la zona estudiada y se incluye entre las intrusiones emplazadas en rocas en facies anfibolítica de la parte occidental del macizo de Aston-Hospitalet. Su cuerpo principal se sitúa en las inmediaciones del Etang de Soulcem (al norte de la zona estudiada) y presenta una morfología de stock, a partir del cual parten numerosos sills (Figs. 2, 3) concordantes con la anisotropía más penetrativa de la roca encajante (foliación S1, ver más adelante). Se trata de un granitoide porfírico y leucocrático, cuya característica más relevante es la considerable abundancia de cristales subhedrales de moscovita (Fig. 6a). Cabe destacar además la presencia de una fase más aplítica dentro del cuerpo ígneo (Fig. 6b). Este granitoide

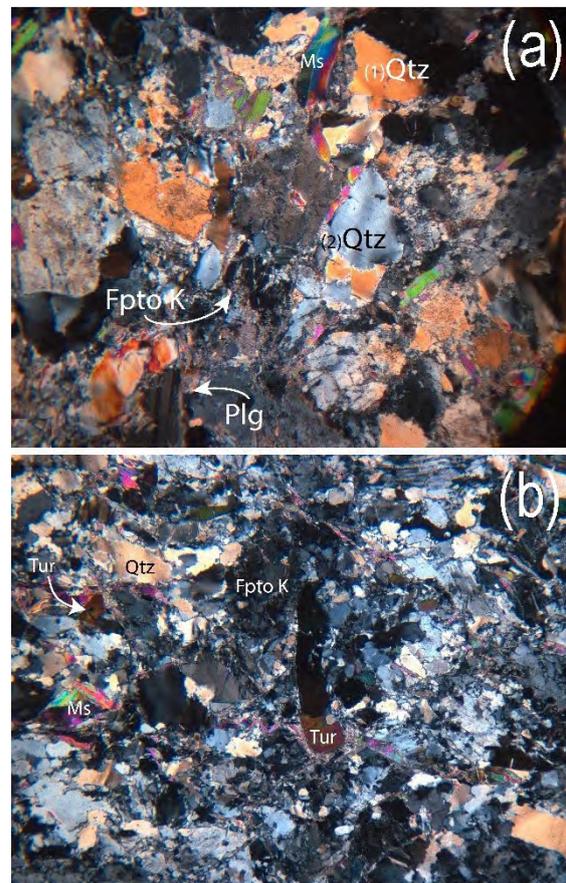


Figura 6: Aspecto microscópico, con luz polarizada, del Granitoide de Soulcem. (a) Fase porfírica (Situación UTM: 373155-4722091). (b) Fase aplítica (Situación UTM: 373155-4722091).

se encuentra compuesto fundamentalmente por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita y apatito, presentando un menor tamaño de grano en la fase aplítica. Se observan migraciones de borde de grano, orientación dimensional preferente del cuarzo y maclas de presión, lo que se interpreta como debido a una leve deformación plástica (Mezger y Gerdes, 2016). Mediante ablación laser en circones, Mezger y Gerdes (2016) ha datado este granitoide, obteniendo una edad de $339,4 \pm 2,5$ Ma (Visiense), por consiguiente, en una época anterior al pico de metamorfismo regional varisco, datado en 305 ± 5 Ma (Vielzeuf, 1996). Al igual que los granitoides de Bossost y Lys-Caillaouas, el de Soulcem registra un magmatismo precoz, contemporáneo con las primeras estructuras variscas. En este granitoide, sin embargo, no se han encontrado edades tardivariscas, como ocurrió en los otros dos casos.

Estructura

Los primeros trabajos sobre la estructura varisca realizados en la zona estudiada corresponden a Zwart (1965), quien elaboró un mapa geológico a escala 1:50.000 y esbozó los primeros rasgos de la estructura varisca. Este autor caracterizó dos dominios estructurales, uno dominado por pliegues de dirección E-O, derechos o vergentes al sur, con la foliación subvertical asociada (*Supraestructura*) y otro, coetáneo con el anterior, y dominado por una foliación subhorizontal (*Infraestructura*). La contemporaneidad entre las estructuras de estos dominios fue cuestionada posteriormente en la zona de estudio por Séguret y Proust (1968a, 1968b) quienes consideraron que las estructuras acostadas son previas a las subverticales. Posteriormente, Van den Van den Eeckout y Zwart (1988) propusieron que la foliación horizontal situada entre ambos dominios postdata a la vertical de la *Supraestructura* y se relaciona con el colapso extensional del Orógeno Varisco. Este debate fue posteriormente abordado en el trabajo de Carreras y Capellà (1994). Recientemente, en el Macizo de la Pallaresa, Clariana (2015) observó que las estructuras acostadas de la *Infraestructura* de Zwart (1963) corresponden a una foliación horizontal asociada a pliegues vergentes al norte de dimen-

siones kilométricas. Asimismo, y de acuerdo con la interpretación de Séguret y Proust (1968a, 1968b) y Mezger (2009), esta misma autora observó que las estructuras subverticales de la *Supraestructura* se formaron con posterioridad a las acostadas, en relación con cabalgamientos de dirección E-O despegados dentro de la sucesión pre-Caradoc (Clariana y García-Sansegundo, 2009; Clariana, 2015). La Falla de Merens, que separa los domos de Astón y Hospitallet, fue interpretada por Clariana (2015) como un cabalgamiento relacionado con las estructuras subverticales de la *Supraestructura*.

En el valle de Soulcem se han reconocido estructuras que pueden ser agrupadas en tres episodios de deformación: uno preorogénico varisco, que solo afecta a la sucesión pre-Caradoc y dos sinorogénicos variscos. Esta misma sucesión de estructuras fue observada en la zona de Andorra, situada al este de la zona de estudio, por Clariana (2015), quien denominó S_E a un clivaje pre-Caradoc y agrupó en los episodios D1 y D2 las estructuras variscas principales. Por lo tanto, en el presente trabajo se utilizará este mismo modelo para describir las estructuras observadas.

A la vista del mapa y cortes geológicos (Figs. 2, 3), el sector ocupado por el valle de Soulcem podría dividirse a grandes rasgos en un Dominio Norte, donde existe un predominio de estructuras D1 sub-horizontales, frente a un Dominio Sur que se caracteriza por la abundancia de estructuras D2, sub-verticales, que deforman a las anteriores. El límite entre ambos sectores viene marcado por la prolongación hacia el Oeste de la rama norte de la Falla de Merens.

Dominio Norte: Presenta un predominio generalizado de una foliación subhorizontal, que en adelante denominaremos S_1 . Esta foliación se encuentra asociada a pliegues tumbados, de dirección aproximada E-O y vergencia al norte (Figs. 7, 8). En el valle de Soulcem, los pliegues que se asocian a la S_1 son de dimensiones decimétricas a métricas y, por su asimetría, corresponden a pliegues menores asociados al flanco normal de pliegues de mayor escala. Al este de la zona estudiada, en Andorra, han sido cartografiados y descritos pliegues acostados de escala kilométrica, vergentes al norte, con la foliación

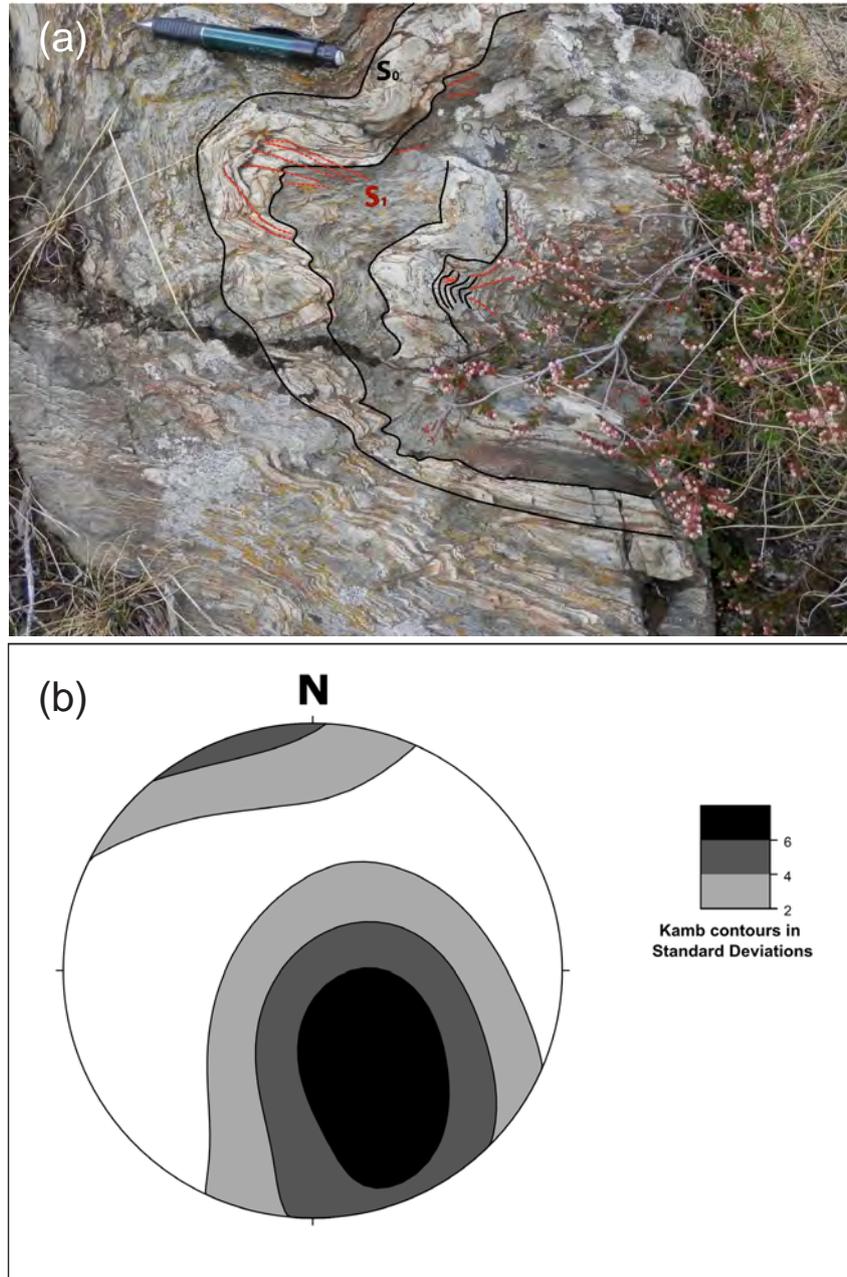


Figura 7: (A) Aspecto de los pliegues tumbados (D1), desarrollados en pizarras y cuarcitas de la Formación Alos de Isil, con la foliación S_1 asociada (Situación UTM: 371811-4720882). (B) Polos de S_1 en el que se observa desde medidas subhorizontales al Norte de la zona estudiada a verticales al Sur (estereograma realizado con 14 medidas).

S_1 asociada (Clariana, 2015). Hacia el sur de este dominio, la foliación S_1 se encuentra deformada por suaves pliegues derechos de dirección E-O.

Dominio Sur: Está caracterizado por pliegues D2, de dirección E-O, derechos o ligeramente vergentes al Sur. Los suaves pliegues que se observaban afectando a la S_1 en la parte más meridional del dominio anterior, en el Dominio Sur tienen mucho mayor desarrollo y pasan a ser las estructuras dominantes (D2). Estos pliegues se observan a todas las escalas, desde

microscópica a hectométrica y son apretados (Fig. 9). En el valle de Soulcem, los pliegues D2 no llevan asociada una foliación tectónica generalizada, como ocurre en sectores más meridionales situados fuera del ámbito de la zona estudiada (Clariana, 2015; Zwart, 1965), siendo únicamente posible observar un débil clivaje de crenulación, que denominaremos en adelante S_2 , desarrollado en la zona de charnela de algunos pliegues D2 que afectan a los niveles pizarrosos.

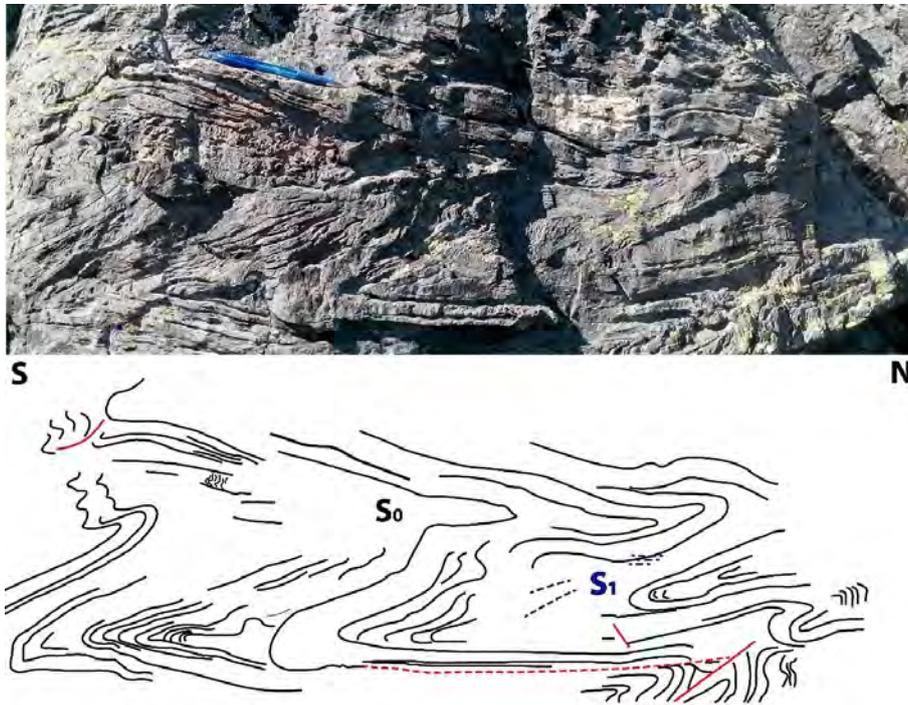


Figura 8: Pliegues menores D1 asociados al flanco normal de un pliegue de mayor escala. Se observa la S_0 plegada por estructuras D1, con la S_1 asociada. Los trazos rojos representan pequeñas fallas (Situación UTM: 371415-4720396).

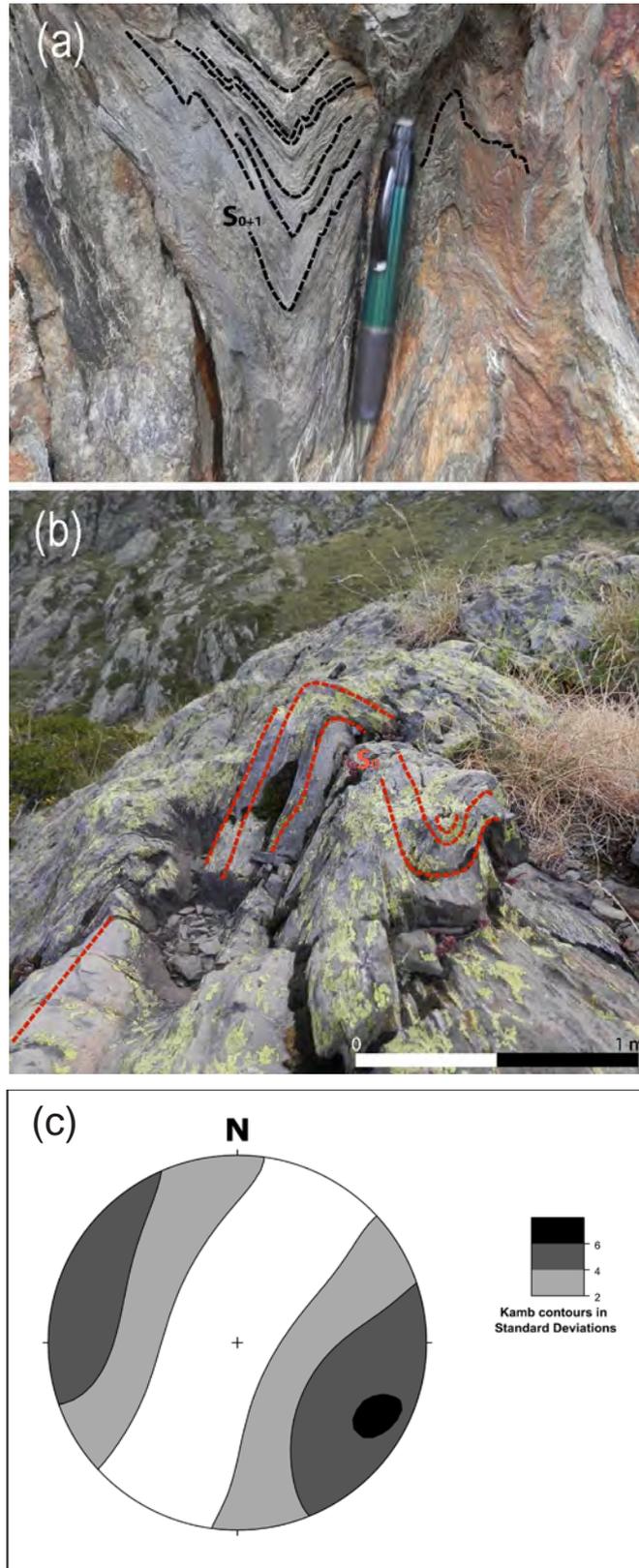


Figura 9: (a y b) Aspecto de pliegues D2 a diferentes escalas. (c) Lineaciones L2 (ejes de pliegue) Sur (estereograma realizado con 13 medidas).

Microestructuras

A partir del estudio microscópico de varias muestras se han podido caracterizar las tres foliaciones tectónicas observadas en el valle de Soulcem:

Foliación S_E : Corresponde a un clivaje pizarroso, bien desarrollado en niveles lutíticos, definido por la orientación dimensional preferente de filosilicatos principalmente y minerales opacos. En los niveles cuarcíticos la S_E está poco desarrollada, aunque se puede observar una débil orientación de cristales de cuarzo y de algunos minerales opacos en la dirección de esta foliación tectónica. El clivaje S_E está deformado por las estructuras D1, encontrándose intensamente crenulado por la primera foliación varisca (S_1), siendo solamente posible observarlo con claridad en los microlitones de la S_1 .

Al igual que en el valle de Soulcem, en sectores más orientales situados fuera de la zona estudiada, Clariana (2015) observó que la foliación subhorizontal varisca S_1 , cuando deforma a la sucesión pre-Caradoc,

corresponde a un clivaje de crenulación, mientras que cuando se desarrolla sobre series más modernas corresponde a un clivaje pizarroso. Este hecho fue interpretado por esta autora como debido a que la S_E corresponde a un clivaje desarrollado antes del Caradoc. La existencia de una foliación pre-Caradoc ya fue observada en otros sectores de la Zona Axial pirenaica, como son el Macizo de Lys-Caillaouas y Domo del Garona, y fue relacionada con un evento extensional Ordovícico (García-Sanseguendo et al., 2011, 2014).

Foliación S_1 : corresponde a un clivaje de crenulación que resulta del microplegamiento de la S_E . La S_1 está definida por el desarrollo de estrechos dominios definidos por la orientación dimensional preferente de filosilicatos (moscovita y clorita principalmente), cristales de cuarzo y minerales opacos. Estos dominios separan microlitones de anchura variable, donde se observa la S_E , a veces plegada. En el Dominio Sur de la zona estudiada, el clivaje S_1 se encuentra deformado por los pliegues derechos del segundo episodio de deformación (D2) (Fig. 10).



Figura 10: Imagen microscópica de una muestra del Dominio Sur definido en este trabajo, donde se observa la estratificación y la S_1 deformadas por un pliegue D2 apretado.

Foliación S_2 : Solamente se encuentra en niveles pizarros próximos a las charnelas de los pliegues D2 como un clivaje grosero (S_2). Este clivaje, apenas desarrollado en la zona estudiada, es la foliación dominante en sectores situados al sur del valle de Soulcem, como son el Anticlinal de la Massana, o los sinclinales de Tor-Casamaya y Llavorsí (Zwart, 1965, 1979; Clariana, 2015; Margalef, 2015).

Falla de Merens

La Falla de Merens, de dirección E-O, se prolonga hacia el Este separando los macizos gnéissicos de Astón y l'Hospitalet, donde se presenta como una banda de deformación milonítica con lineaciones de estiramiento, y continúa por el Sur del Granitoide de Querigout (Fig. 1a). Hacia sectores más orientales, puede ser seguida por el Norte del Sinclinal de Vilafranche de Conflent. Inmediatamente al Este de la zona estudiada, en Andorra, la Falla de Merens se encuentra dividida en dos ramas (Fig. 11). La rama meridional puede ser seguida hacia el OSO, entre el

Port de Arinsal y el Port Dret (Fig. 11), donde Clariana (2015) interpretó que esta estructura corresponde a un cabalgamiento dirigido hacia el sur, en relación con el cual tiene lugar el desarrollo de pliegues D2. De forma similar, en el Port Vell, (Carreras y Cirés, 1986) han podido demostrar que la Falla de Merens pasa lateralmente a bandas de cizalla y pliegues derechos de dirección E-O. La rama norte de la Falla de Merens puede ser observada en el Cap de la Coste Grand (Fig. 11), correspondiente al punto más occidental donde fue cartografiada por Clariana (2015). Más al oeste, la falla se adentra por completo en el valle de Soulcem, representando el límite entre los dominios estructurales, Norte y Sur, anteriormente definidos; de forma que, el cambio de posición de las estructuras variscas D1 entre estos dominios coincide con la prolongación occidental de la rama Norte de la Falla de Merens. Igualmente, el mayor desarrollo de estructuras D2 en el dominio Sur, se produce al sur del trazado de esta falla. Por estas razones, se puede interpretar que existe una relación genética entre la posición y grado de desarrollo de las estructuras D1 y D2 y la propia Falla de Merens.

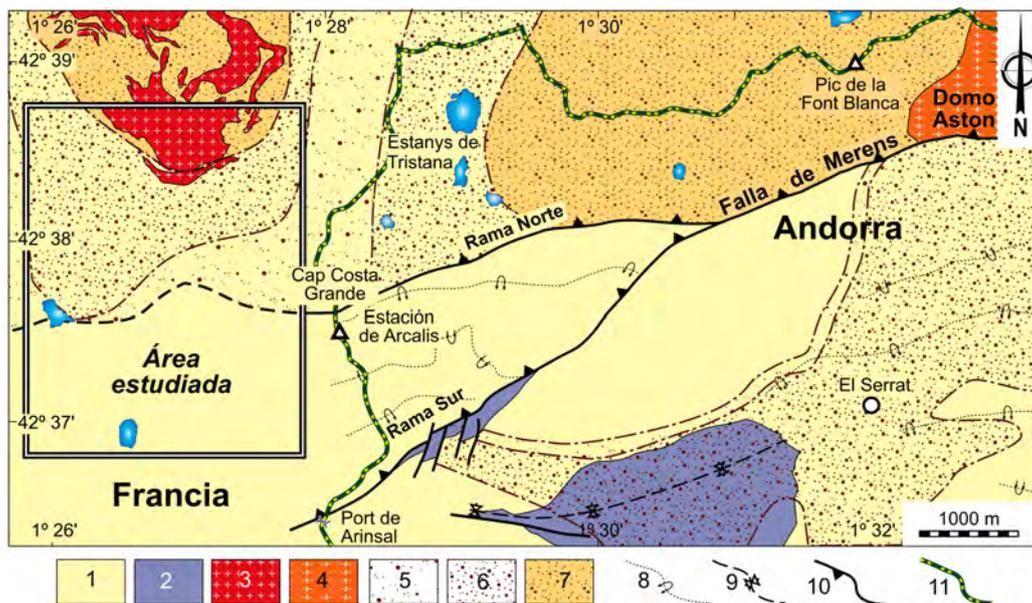


Figura 11: Mapa geológico de las zonas metamórficas en los sectores del valle de Soulcem y NO de Andorra. Se observa la Falla de Merens dividida en las ramas Norte y Sur. (1) Sucesión cambro-ordovícica, (2) Ordovícico superior y Silúrico, (3) Granitoide de Soulcem, (4) Paraneises del Domo del Aston, (5) Zona Granate, (6) Zona Andalucita-Estauroлита-Cordierita, (7) Zona de la Sillimanita, (8) Traza axial de pliegue D1, (9) Traza axial de pliegue D2, (10) Falla de Merens, (11) frontera franco-andorrana. Mapa elaborado a partir de los datos de Clariana (2015) y Mezger y Gerdes (2016).

Aunque dentro de la zona estudiada, el trazado de la rama norte de la Falla de Merens viene marcado por la diferente posición y distribución de las estructuras variscas D1 y D2, únicamente se ha observado en un afloramiento, situado en la ladera oriental del valle principal de Soulcem, en el que se puedan observar deformación asociada al plano de la falla (Figs. 2, 3). En ese sector la Falla de Merens se presenta como una zona con fracturación frágil de aproximadamente 1 metro de espesor en la que se reconocen algunas pizarras negras inclinadas 75° hacia el N. A ambos lados de la zona fracturada, la estratificación presenta continuidad, aunque cambia su buzamiento. La S_1 que es dominante al norte de la zona fracturada, se encuentra intensamente plegada al sur de la misma. Alejándose de la zona fracturada, al norte, las capas presentan buzamientos inferiores a 35° y la foliación S_1 presenta un buen desarrollo, siendo la foliación principal. Hacia el sur de la zona fracturada los buzamientos de las capas oscilan entre 60° y 80° y los pliegues D2 pasan a ser dominantes (Fig. 3). En la ladera occidental del valle de Soulcem no se han encontrado evidencias de fracturación en la zona por la que debería de pasar la rama norte de la Falla de Merens, lo que parece constatar su terminación lateral hacia el Oeste dentro de la zona estudiada (Figs. 2, 3). Por último, al oeste de la zona estudiada, son progresivamente menos marcadas las diferencias entre los dominios Norte y Sur definidos en este trabajo.

Metamorfismo

La Zona Axial pirenaica se encuentra afectada por un metamorfismo varisco de baja presión y alta temperatura. Este metamorfismo se relaciona con la estratigrafía, de forma que, en los materiales más antiguos, y por tanto situados a mayor profundidad, existirá un mayor grado metamórfico que en las series más superficiales. De todos modos, y de acuerdo con Liesa, (2004), el metamorfismo presenta cierta oblicuidad respecto a la estratigrafía, de forma que, hacia el este de la Zona Axial pirenaica, la facies anfibolítica solo afectará a la sucesión cambro-ordovícica, mientras que hacia el oeste alcanza las rocas devónicas. Como ya ha sido indicado en la

descripción de las rocas ígneas, este metamorfismo se relaciona con intrusiones emplazadas en niveles de la *Infraestructura*, donde las condiciones corresponden a la parte alta de la facies de las anfibolitas (Autran et al., 1970).

El metamorfismo que afecta a las rocas de la parte oriental del macizo de la Pallaresa, donde se localiza la zona estudiada, se desarrolla en relación con el granitoide de Soulcem, emplazado en niveles intermedios de la corteza (Autran et al., 1970; Denèle et al., 2009), situado en el extremo oriental del macizo del Aston (Fig. 1a). Las isograsas se distribuyen de forma concéntrica alrededor a la intrusión y se prolongan hacia el este, rodeando los domos de Aston y Hospitalet en relación con granitoides similares situados por debajo de los neises ordovícicos, como por ejemplo el granitoide de Ax-Les-Bains. El metamorfismo llega a ser de alto grado en torno a los domos y disminuye hacia las partes externas de los mismos (Fig. 11). Zwart (1965) fue el primer autor en señalar esta distribución del metamorfismo, a partir de una cartografía geológica alrededor de los domos de Aston y Hospitalet, incluyendo la zona de estudio. Más recientemente, Denèle et al. (2009) modificaron la cartografía de Zwart (1965) elaborando un mapa de las isograsas del metamorfismo basándose en varios trabajos (Zwart, 1965; Raguin, 1977; Besson, 1991). Por último, Clariana (2015) y Mezger y Gerdes (2016) modificaron la cartografía de las zonas metamórficas de Zwart (1965) y Denèle et al. (2009) en la zona situada al norte de Andorra y del valle de Soulcem (Fig. 11).

En el presente trabajo, el valle de Soulcem se ha dividido en dos dominios estructurales separados por la prolongación occidental de la Falla de Merens que a su vez muestran un desigual desarrollo del metamorfismo. En el Dominio Sur el metamorfismo solamente alcanzó condiciones de bajo grado metamórfico y nunca se llegó a superar la zona de la clorita. Sin embargo, en el Dominio Norte, donde aflora el granitoide de Soulcem, de acuerdo con los datos de Zwart (1965) y Clariana (2015), se alcanzan condiciones metamórficas que llegan a la zona de la estauroлита-andalucita-cordierita, si bien, Denèle et al. (2009) sitúan la isograda de la

sillimanita dentro de este dominio. Según los datos de Clariana (2015) la zona andalucita-estaurolita-cordierita se encuentra constituida por esquistos con porfidoblastos de tamaño centimétrico de andalucita (And), estaurolita (St), cordierita (Crd). Además de los porfidoblastos se han reconocido cristales de biotita, moscovita, clorita, cuarzo, granate y minerales accesorios. Las principales asociaciones minerales para esta zona son, St-Crd, St-And-Crd y Gn-St-And (Alías, 1995). En las inmediaciones del granitoide de Soulcem, se reconocen abundantes porfidoblastos que sobrescriben a la foliación S_1 (Mezger y Gerdes, 2016). Además, en muchos casos, en el contacto con la roca intrusiva, la foliación S_1 se encuentra obliterada debido a que se alcanzaron condiciones de anatexia (Mezger y Gerdes, 2016). Estos mismos autores describen la existencia de inclusiones dentro de los porfidoblastos de cordierita que conservan en su interior la S_1 , lo que indica que esta foliación ya se encontraba formada cuando se produjo la intrusión del granitoide. Sin embargo, también señalan que durante la intrusión la S_1 todavía se seguía desarrollando. Por esta razón, Mezger y Gerdes (2016) interpretan que en niveles profundos la intrusión se produjo cuando ya se había formado la S_1 , mientras que en zonas superficiales la foliación todavía seguía desarrollándose. Esta interpretación es compatible con la realizada por Clariana (2015) quien entiende que la S_1 se desarrolló previamente a la intrusión de los granitoides, si bien, tras formarse las estructuras D2, ya en las etapas finales de la deformación varisca, al mismo tiempo que se producía la intrusión de los granitoides, tenía lugar el desarrollo local de estructuras extensionales. Estas estructuras corresponden a zonas de cizalla dúctil en las que se observa la rotación de algunos porfidoblastos y el desarrollo local de una foliación subhorizontal (S_3), con una posición coincidente con la de la S_1 .

Discusión y conclusiones

El estudio estructural del valle de Soulcem ha permitido arrojar luz sobre la importancia de la Falla de Merens, tanto a escala regional como local, con base en su relación con las estructuras formadas durante

los episodios de deformación varisca D1 y D2, definidos por Clariana (2015) en sectores situados más al este e identificados y caracterizados en la zona de estudio. Adicionalmente, a escala microscópica, se ha reconocido una foliación tectónica, previa a estos dos episodios de deformación, que se ha interpretado como pre-Caradoc (S_E).

La foliación S_E tiene en el valle de Soulcem unas características que coinciden con las observadas en diferentes puntos del Pirineo central (García-Sansegundo et al., 2011; Clariana, 2015). Estos autores remarcan que la principal razón para considerar esta fábrica como perteneciente a un evento pre-varisco estriba en que la foliación S_1 aparece en la sucesión pre-Caradoc crenulando a la S_E , tal y como se ha podido confirmar en la zona de estudio, mientras que, en niveles superiores al pre-Caradoc, la S_1 se presenta como un clivaje pizarroso.

Las foliaciones variscas S_1 y S_2 de la Zona Axial pirenaica fueron descritas por primera vez por Zwart (1963) quien las consideró coetáneas y ligadas a un evento de deformación principal compresivo. Este mismo autor definió la *Infraestructura* como dominada por la fábrica subhorizontal y la *Supraestructura* por la foliación subvertical, idea que fue apoyada por autores como Oele (1966) y Hartevelt (1970). Por otro lado, autores como Séguret y Proust (1968a, 1968b) y Matte (1969) realizaron una interpretación alternativa en la que consideraron la existencia de una foliación subhorizontal desarrollada durante un primer evento de deformación que posteriormente fue verticalizada y transpuesta por un clivaje de crenulación subvertical, asociado a un plegamiento disarmónico tardío o por la existencia de un nivel de despegue en la base de las rocas silúricas sobre el cual se desarrollaron las estructuras verticales. Más tarde, y de acuerdo con estas interpretaciones, Capellà (1991), Poblet (1991) y García-Sansegundo (1992, 1996) llegaron a la conclusión de que la foliación subhorizontal y los pliegues a los que va asociada, característicos de la *Infraestructura*, se desarrollaron con anterioridad a los pliegues y foliación subverticales, dominantes en la *Supraestructura*, produciéndose todos estos eventos en un marco tectónico compresivo. A su vez, en esta época,

autores de la escuela holandesa de Utrecht, como Van den Eeckhout y Zwart (1988), Kriegsman et al. (1989), Vissers (1992) y Aerden (1994) sostuvieron que la foliación de la *Infraestructura* se produjo en relación con un evento extensional tardío, posterior al desarrollo de la foliación subvertical de la *Supraestructura*.

Ya en los últimos años, Denèle et al. (2007, 2009a, 2009b) siguen apoyando el desarrollo coetáneo de las foliaciones S_1 y S_2 , mientras que, por otro lado, Mezger (2009) volvió a establecer una diferencia de edad entre ambas fábricas, interpretando que el desarrollo de la foliación subhorizontal tuvo lugar en etapas tempranas de la deformación varisca. Finalmente, en la zona de Andorra, Clariana y García-Sansegundo (2009) y Clariana (2015) propusieron una primera secuencia de deformación D1 que da origen al desarrollo de la fábrica subhorizontal y a los pliegues tumbados a los que se asocia, mientras que posteriormente, la secuencia de deformación D2, que genera los pliegues subverticales con la foliación subvertical asociada, se produce en relación con niveles de despegue situados a diferentes profundidades dentro de la sucesión paleozoica. Por tanto, estos últimos autores coinciden con los pretéritos que establecen un desarrollo de la S_2 posterior a la S_1 .

A este debate se suma lo observado en el valle de Soulcem, pues a partir de los resultados aquí expuestos y asumiendo las secuencias de deformación establecidas por Clariana (2015), se ha podido confirmar la relación temporal existente entre las estructuras D1 y D2. Los pliegues tumbados con la foliación S_1 asociada se encuentran deformados por pliegues derechos pertenecientes a la secuencia D2, lo que confirma que al comienzo de la deformación D2, la foliación subhorizontal S_1 y los pliegues D1 ya se encontraban formados. A partir del estudio microscópico esta relación también puede ser confirmada, ya que se observan la S_1 , la S_0 y la S_E deformadas por apretados micropliegues D2 subverticales (Fig. 9a), que llegan en ocasiones a desarrollar un clivaje grueso incipiente (S_2). Por otro lado, el brusco paso de estructuras acostadas dominantes del Domino Norte a estructuras verticales en el Sur definido en este

trabajo, sumado al inicio del desarrollo de una S_2 penetrativa en el extremo sur del valle de Soulcem, concuerda con lo expuesto por autores como Zwart (1965, 1979), Clariana (2015) y Margalef (2015), quienes señalan las evidencias del incremento en el desarrollo de la S_2 hacia el sur de la zona estudiada, acabando por convertirse en la fábrica dominante en unidades más meridionales como son el Anticlinal de la Massana o los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí (Fig. 1a).

Respecto a la Falla de Merens, aunque existe cierto consenso en considerar esta estructura con un posible origen varisco y un posterior re juego alpino (Lamouroux, 1976; Soula y Bessière, 1980; McCaig, 1984, 1986; McCaig y Miller, 1986;), actualmente sigue siendo objeto de debate. Así, Carreras y Cirés (1986) observaron cómo esta falla se amortigua hacia el oeste en forma de bandas de deformación y pliegues derechos de dirección aproximada E-O al adentrarse en el Macizo de la Pallaresa. Además, estos autores concluyeron que no existe interpretación geológica posible para considerar esta estructura como parte de una de mayor entidad dentro del macizo de la Pallaresa, dejando además numerosas dudas sobre su edad, aunque encontraron algunos datos que indican un posible origen varisco. En la misma época, las dataciones de McCaig y Miller (1986), realizadas alrededor de la Falla de Merens, y en la propia estructura, con isótopos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, denotan una gran variación de edades que van desde unos 300 Ma hasta 50 Ma, achacado al posible reseteo del registro de los isótopos analizados debido a los distintos eventos deformacionales de la zona. Este amplio espectro de edades podría confirmar un origen varisco para la falla con un re juego posterior durante la orogenia Alpina. Años más tarde, en contra de lo interpretado por Carreras y Cirés (1986), Muñoz (1992) estableció una estrecha relación entre el Cabalgamiento de Gavarnie, situado en la mitad occidental de la Zona Axial pirenaica, y aquellos que aparecen dentro de la sucesión cambro-ordovícica en el Macizo de la Pallaresa, entre los que se incluye la Falla de Merens. Este autor propuso un origen alpino para todas estas estructuras, considerándolas como la prolongación oriental del Cabalgamiento de Gavarnie. Es decir, para Muñoz (1992), fallas

como la de Merens actuaron como cabalgamientos alpinos produciendo un levantamiento del bloque norte de hasta 5 km. Recientemente, Clariana (2015) corroboró la amortiguación de la rama sur de la Falla de Merens y observó como la rama norte iba perdiendo importancia hacia el oeste. Adicionalmente, esta misma autora observó que los pliegues variscos D2 son especialmente abundantes en las proximidades de la falla, lo que la llevó a establecer una relación genética entre ambas estructuras, situando así la formación de la Falla de Merens en una etapa relativamente temprana de la orogenia Varisca.

A favor de la amortiguación hacia el este del Cabalgamiento de Gavarnie, también existen algunos estudios realizados en sectores más occidentales de la zona estudiada. Así, Soler, et al. (1998) cuestionaron la interpretación de Muñoz (1992) al realizar un estudio detallado del Cabalgamiento de Gavarnie en su prolongación oriental, en el Valle de Arán, basándose en su geometría, en las similitudes estructurales existentes en los bloques que separa el cabalgamiento, en el grado metamórfico y en las características litológicas de los granitoides situados a ambos lados del cabalgamiento. Así, Soler et al. (1998) sugieren una considerable reducción del desplazamiento del Cabalgamiento de Gavarnie, quedando en tan solo unos cientos de metros en el Valle de Arán.

En la zona donde se ha realizado el presente estudio, no se observa un desplazamiento importante de la Falla de Merens. En la ladera oriental del valle de Soulcem se observa el paso de una zona septentrional dominada por la foliación S1 débilmente deformada por estructuras posteriores, a otra meridional, donde los pliegues D2 comienzan a ser los dominantes (Figs. 2, 3). La zona donde tiene lugar este cambio estructural coincide con la prolongación occidental de la traza de la Falla de Merens, si bien no existen evidencias de que la falla desplace de manera significativa las capas situadas a ambos lados de ella. Por lo tanto, de acuerdo con lo expuesto por autores previos (Carreras y Cirés, 1986; Clariana, 2015), en el valle de Soulcem tiene lugar la terminación lateral de la rama norte de la Falla de Merens que probablemente es responsable del cada vez mayor desarrollo

de pliegues derechos D2 en la zona. Adicionalmente, a diferencia de lo observado por Clariana (2015) hacía el este, en el área de Arcalis, la ausencia en la zona estudiada de bandas de deformación por cizalla entre las dos ramas de la Falla de Merens indica su amortiguamiento hacia el oeste. La terminación lateral hacia el oeste de la Falla de Merens puede ser interpretada como debida a que en ese sentido se cortan niveles cada vez más superficiales de la Zona Axial pirenaica, donde se produce el amortiguamiento de esta fractura. Asimismo, y a la luz de estos datos, se puede interpretar por lo tanto que la Falla de Merens está relacionada con los pliegues derechos de dirección E-O dominantes en la parte meridional de la zona estudiada (pliegues D2), de forma que puede ser considerada como un cabalgamiento D2 que hacia arriba pasa a pliegues derechos de dirección E-O (Figs. 2, 3), interpretación esta que está de acuerdo con la realizada por autores pretéritos (Carreras y Cirés, 1986; Clariana, 2015), descartando así la importancia de su juego alpino.

Tal y como fue interpretado por Muñoz (1992), el acortamiento de importantes cabalgamientos alpinos hacia el este, como de Gavarnie, puede ser distribuido en diversas fallas del Macizo de la Pallaresa, como el cabalgamiento menor existente en el flanco norte del Sinclinal de Llavorsí o en la propia Falla de Merens (Figs. 1a, 2). Sin embargo, el acortamiento alpino en estas estructuras es aparentemente escaso o incluso inexistente, lo que puede ser interpretado como debido a su desplazamiento durante el Mesozoico (Cochelin et al., 2018) que, en relación con la etapa extensional, pudo llegar a ser muy elevado. Asimismo, la posterior inversión de estas fallas en la etapa compresiva pudo ser insuficiente para compensar el desplazamiento extensional, razón ésta por la que algunas de estas estructuras se presentan actualmente como fallas normales. En todo caso, la Falla de Merens no es reconocible en la ladera occidental del valle de Soulcem, por lo que debe de ser descartado su juego durante la etapa compresiva alpina en esta zona. Sin embargo, sería factible considerar un reapretamiento de los pliegues variscos D2 durante la compresión alpina, que podría llegar a ser suficiente como para asumir el acortamiento que los cabalgamientos alpinos

registran hacia sectores occidentales de la Zona Axial pirenaica. En este sentido, en la zona del Noguera Ribagorzana, situada al SO de la zona estudiada (Fig. 1a), el Cabalgamiento alpino de Bono, dirigido hacia el Sur y con un acortamiento de 7 km en la ladera izquierda de ese valle, desaparece totalmente en la ladera derecha, donde su desplazamiento es acomodado en el reapretamiento de pliegues variscos (Gutiérrez-Medina et al., 2012).

Agradecimientos

Este artículo se ha realizado a partir del Trabajo Fin de Máster (TFM) en “Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica” de la Universidad de Oviedo por el autor del mismo y ha sido parcialmente financiado por el Proyecto CGL2006-08822 del Plan I+D+i. Agradezco a Joaquín García-Sanseguno, tutor del Trabajo Fin de Máster, la ayuda prestada en la elaboración de este trabajo. Asimismo, agradezco a Pedro Farias y a Jordi Carreras, revisores del artículo, sus comentarios y críticas que ayudaron a la mejora del manuscrito.

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. (1995): Comment to Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 17: 1489-1491.
- ALÍAS, G. (1995): El metamorfismo regional hercínico de las metapelitas del sector occidental de los macis de l'Aston i de l'Hospitalert (Pirineu central). Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 214 p.
- ALONSO, J. L., PULGAR, J. A., CARLOS, G. R. J. y BARBA, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: P. F. Friend & C. J. Dabrio (eds.): *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, Cambridge University Press, 214-227.
- ARRANZ, E. y LAGO, M. (2004): El plutonismo sin- y tardivarisco en los Pirineos. En: J. A. Vera (ed.): *Geología de España*, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 263-266.
- 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.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1970): Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexis et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(12): 673-731.
- BESSON, M. (1991): Carte géologique au 1:50.000 (Fontargente), feuille 1093 et notice, en. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orleans.
- CAPELLÀ, I. (1991): Variació de l'estil estructural a l'Hercinià del Pirineu. Infraestructura - zona de Transició - Supraestructura. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 279 p.
- CARRERAS, J. y CAPELLÀ I. (1994): Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16: 1509-1524.
- CARRERAS, J. y CAPELLÀ I. (1995): Reply to Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 17: 1493-1495.
- CARRERAS, J., y CIRÉS, J. (1986): The geological significance of the western termination of the Merens Fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129(1-4): 99-114.

- CARRERAS, J., DEBAT, P., ALONSO, J.L., ANDREWS, J.R., AUTRAN, A., BARNOLAS, A., BRESIÈRE, G., BESSON, M., BODIN, J., CASAS, J.M., CIRÉS, J., COLWILL, D.J., DELVOLVÉ, J.J., DEMANGE, M., DURAN, H., ECHTLER, H., FONTEILLES, M., GARCIA-SANSEGUNDO, J., GISBERT, J., GUÉRANGÉ, B., GUÉRANGÉ-LOZES, J., GUITARD, G., JULIVERT, M., LAMOUROUX, C., LAUMONIER, B., LEDRU, P., LIÉSA, M., LLAC, M., LOSANTOS, M., MAJESTE-MENJOULAS, C., MERCIER, A., MUÑOZ, J.A., PALAU, J., PEQUERA, N., POBLET, J., POUGET, P., RICHARD, P., RÍOS, L.M., ROUX, L., SCHULZE, M., SOLDEVILA, J.C., SOULA, J.C. y VAN DEN ECKHOUT, B. (1996): Chapitre 11. "Tectonique Hercynienne". En: Barnolas & J. C. Chiron (eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Volume 1 Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien*. BRGM - IGME Editions, Orleans-Madrid, 585-677.
- CASAS, J. M., y FERNÁNDEZ, O. (2007): On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta*, 5(2): 193-198.
- CASTIÑEIRAS, P., NAVIDAD, M., LIESA, M., CARRERAS, J., y CASAS, J. M. (2008): U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461(1-4): 228-239. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.005>
- 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., y ECORS PYRENEES TEAM (1988): The ECORS deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(6156): 508-511.
- 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>
- COCHELIN, B., LEMIRRE, B., DENELE, Y., DE SAINT BLANQUAT, M., LAHFID, A., y DUCHENE, S. (2018): Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. *Journal of the Geological Society*, 175(2): 336-351. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-066>
- DÉGARDIN, J. M. (1988): Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie. Société Géologique du Nord, publication 15, 355 p.
- DENÈLE, Y. (2007): Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 284 p.
- DENÈLE, Y., BARBEY, P., DELOULE, E., PELLETER, E., OLIVIER, P., y GLEIZES, G. (2009a): Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180(3): 209-216.
- DENÈLE, Y., LAUMONIER, B., PAQUETTE, J.-L., OLIVIER, P., GLEIZES, G., y BARBEY, P. (2014): Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society of London, Special Publications*, 405: 265-287. <https://doi.org/10.1144/SP405.5>
- DENÈLE, Y., OLIVIER, P., GLEIZES, G., y BARBEY, P. (2007): The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees)

- revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19(6): 445-453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x>
- DENÈLE, Y., OLIVIER, P., GLEIZES, G., y BARBEY, P. (2009b). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477(3-4), 244-261. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.033>
- 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.
- GALLASTEGUI, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y Margen Continental Cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 9-234.
- 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., 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, 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 sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29: 57-60.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D., y BOUCHEZ, J. L. (1997): Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9(1): 38-41.
- GUTIÉRREZ-MEDINA, M., ALONSO, J. L., y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2012): Reconstrucción de la estructura varisca mediante la retrodeformación de una secuencia permo-triásica discordante, deformada por la reactivación de pliegues variscos. Zona Axial Pirenaica. *Geo-Temas*, 13: 389-392.
- HARTEVELT, J. J. A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- 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.
- LAMOUREUX, C. (1976): Les mylonites dans le Massif du Néouvielle (textures, déformations intracristallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien. Thèse 3^{ème} Cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 148 p.
- 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., 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.
- LIESA, M. (2004): El metamorfismo Varisco de la Zona Axial de los Pirineos. En J. A. Vera (ed.): *Geología de España, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, 258-263.
- LIESA, M., y CARRERAS, J. (1989): On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3(2): 149-161.
- LOPEZ-SANCHEZ, M. A., GARCIA-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>
- MARGALEF, A. (2015): Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 172 p.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (1990): A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of western-Europe. *Tectonophysics*, 179(3-4): 253-272. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90293-h](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90293-h)
- MARTÍNEZ, F. J., DIETSCH, C., ALEINIKOFF, J. N., CIRÉS, J., ARBOLEYA, M. L., RECHE, J., y GOMEZ-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>
- MATTAUER, M., y SÉGURET, M. (1971): Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. Histoire structurale du golfe de Gascogne. Technip éd., Paris, IV4.1-IV4.24.
- 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.
- MAUREL, O., RESPAUT, J. P., MONIE, P., ARNAUD, N., y BRUNEL, M. (2004): U-Pb emplacement and ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12): 1091-1098. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.005>
- MCCAIG, A. M. (1984): Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 2(2): 129-141. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00292.x>
- MCCAIG, A. M. (1986): Thick-skinned and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 319-342. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90259-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90259-3)

- McCAIG, A. M., y MILLER, J. A. (1986): ^{40}Ar - ^{39}Ar age of mylonites along the Merens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 149-172. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90250-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90250-7)
- MEZGER, J. E. (2009): Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossost and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180(3): 199-207.
- 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>
- 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.
- OELE, J. A. (1966): The structural history of the Vall Ferrera Area. The transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa Anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 129-164.
- OLIVIER, P., GLEIZES, G., PAQUETTE, J.-L., y SAEZ, C. M. (2008): Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, 165: 141-152.
- PAQUETTE, J.-L., GLEIZES, G., LEBLANC, D., y BOUCHEZ, J. L. (1997): Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge westfalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II Fascicule A - Sciences de la Terre et des Planètes*, 324(5): 387-392.
- POBLET, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 604 p.
- PULGAR, J. A., GALLART, J., FERNÁNDEZ-VIEJO, G., PÉREZ-ESTAÚN, A., ÁLVAREZ-MARRÓN, J., ALONSO, J. L., GALLASTEGUI, J., MARCOS, A., BASTIDA, F., ALLER, J., FARIAS, P., MARÍN, J., GARCÍA-ESPINA, R., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., COMAS, M.C., BANDA, E., DANOBETIA, J.J., CORDOBA, D., HEREDIA, N., RODRIGUEZ-FERNÁNDEZ, R. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264(1-4): 1-19. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00114-x](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00114-x)
- PULGAR, J. A., PÉREZ-ESTAUN, A., GALLART, J., ÁLVAREZ-MARRÓN, J., GALLASTEGUI, J., ALONSO, J. L., y ESCIN-GROUP. (1997): The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8 (4): 383 – 394.
- RAGUIN, E. (1977): Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Arriège. *Bulletin du BRGM*, 2: 89-119.
- ROBERTS, M. P., PIN, C., CLEMENS, J. D., y PAQUETTE, J.-L. (2000): Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the Calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41(6): 809-844. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.809>
- ROMER, R. L., y SOLER, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra Granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, 30(5): 374-383.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERÁSTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., y DÉRAMOND, J. (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- SAILLANT, J. P. (1982): La faille de Mérens (Pyrenees Orientales): microstructures et mylonites. Thèse 3^{ème} Cycle, Université de Paris, 7, 1-291.
- SANZ-LÓPEZ, J. (2004): Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos.

- En: J. A. Vera (ed.): *Geología de España*, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 250-254.
- 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., y BESSIÈRE, G. (1980): Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2): 69-74. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90036-x](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90036-x)
- VAN DEN EECKHOUT, B. (1986): A case study of a mantled gneis antiformal, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, 1-193.
- VAN DEN EECKHOUT, B., y ZWART, H. J. (1988). Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16(2): 135-138.
- VIELZEUF, D. (1996): La croûte Hercynienne des Pyrénées: une synthèse. 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, Orleans – Madrid, 568-576.
- VISSERS, R. L. M. (1992): Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6): 1369-1384.
- ZANDVLIET, J. (1960): The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Centra Pyrenees, France / Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 1-127.
- ZWART, H. J. (1958): La faille de Mérens dans les Pyrénées ariégeoises. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(6): 793-796.
- ZWART, H. J. (1963): The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53: 170-205.
- ZWART, H. J. (1965): Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, Aston, France, Andorra, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 33: 191-254.
- ZWART, H. J. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.