

# La deformación varisca de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí en la Zona Axial pirenaica (Pirineos Centrales)

## *Variscan deformation of the Tor-Casamanya and Llavorsí Synclines in the Pyrenean Axial Zone (Central Pyrenees)*

PILAR CLARIANA<sup>1\*</sup> 

<sup>1</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza, España

\* Corresponding author: p.clariana@igme.es

---

**Resumen:** La cartografía geológica y el estudio estructural de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, parte central de la Zona Axial Pirenaica han permitido encontrar estructuras y foliaciones relacionadas con dos eventos de deformación producidos durante la orogenia Varisca, D1 caracterizado por pliegues de dirección E-O a SE-NO, vergentes al Norte y D2 caracterizado por el desarrollo de (i) pliegues derechos o vergentes al sur, (ii) cabalgamientos de orientación E-O y sentido de movimiento hacia el sur enraizados en la base del Silúrico o en niveles más profundos.

**Palabras clave:** deformación varisca, pliegues, cabalgamientos, Zona Axial Pirenaica.

**Abstract:** The geological mapping and a structural analysis of the Tor-Casamanya and Llavorsí Synclines, in the central part of the Pyrenean Axial Zone allowed us to find structures and foliations related to two deformation events of the Variscan Orogeny, D1, characterized by E-W to SE-NW north-verging folds, and D2, characterized by (i) upright or south-verging folds, and (ii) thrusts with E-W trend southward sense of tectonic transport and rooted at the Silurian base or at deeper levels.

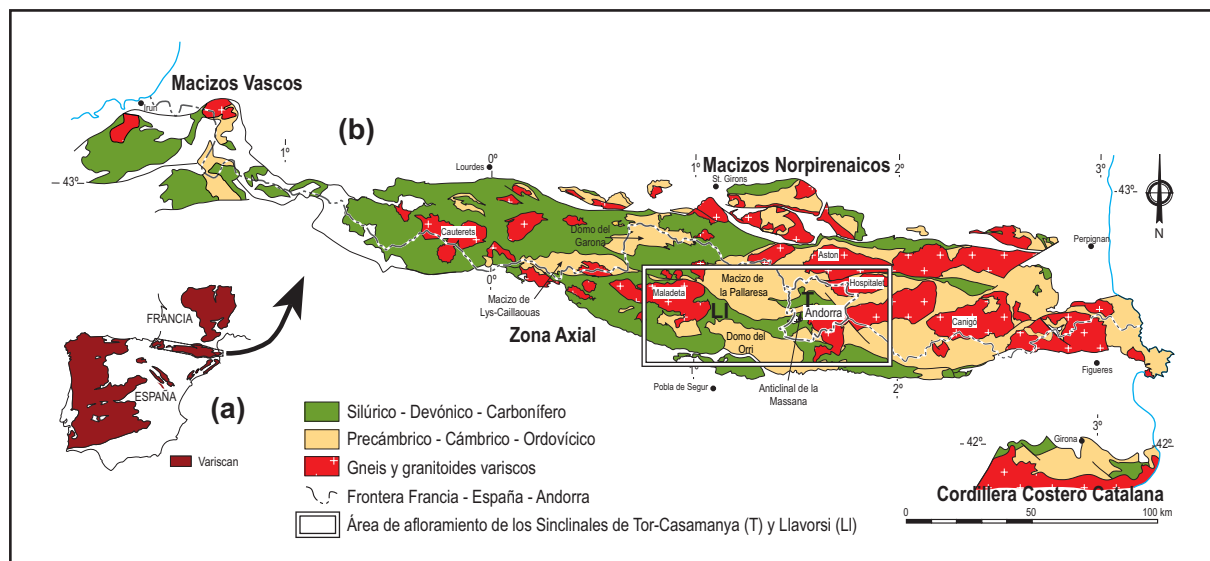
**Keywords:** Variscan deformation, folds, thrusts, Pyrenean Axial Zone.

---

## 1. Introducción

En la Zona Axial Pirenaica (ZAP) afloran principalmente, rocas pre-cámbricas y paleozoicas (Fig. 1) afectadas por una deformación polifásica y un metamorfismo de baja presión y alta temperatura originados esencialmente durante la orogenia varisca (Barnolas et al., 1996; Gil-Peña y Barnolas, 2004; Casas et al., 2019). Esta zona está flanqueada tanto al sur como al norte por extensos afloramientos mesozoicos y cenozoicos, deformados durante la orogenia alpina por cabalgamientos de dirección E-O y sentido de movimiento hacia el sur y hacia el norte respectivamente, que involucran al basamento varisco (Muñoz, 1992); de manera que en la ZAP los cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el sur provocan el levantamiento y la rotación variable de las estructuras variscas previas (García-Sansegundo, 2004). Sin embargo, dada la ausencia de metamorfismo alpino y el limitado desarrollo de deformación interna durante la orogenia alpina (Choukroune y Séguret, 1973; Autran y García-Sansegundo, 1996; Izquierdo-Llaval, 2013) puede considerarse que las estructuras que se observan en esta zona con metamorfismo y defor-

mación interna se desarrollaron básicamente durante la orogenia Varisca (Gil-Peña, 2004; Casas et al., 2019). Las estructuras variscas al sur y al oeste de la ZAP consisten en pliegues y cabalgamientos desarrollados en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo, mientras que, en el sector oriental, afloran rocas más profundas, que registran un metamorfismo de mayor grado y alcanzan localmente condiciones de fusión parcial (migmatitas) (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Desde 1960, basándose en la disposición de la foliación principal y en el grado metamórfico, algunos autores han propuesto que en la Zona Axial se reconocen dos dominios estructurales denominados: infraestructura y supraestructura (De Sitter y Zwart, 1960). En la infraestructura la foliación principal se encuentra subhorizontal y pueden alcanzarse condiciones de grado metamórfico alto, mientras que en la supraestructura la foliación se dispone subvertical y se generó en condiciones de grado metamórfico bajo. Actualmente todavía no existe consenso en lo que se refiere a su edad y el contexto geodinámico en el que se desarrollaron. Algunos estudios han propuesto que ambos dominios se desarrollan coetáneamente y bajo un régimen transpresivo dextral



**Figura 1.** (a) Esquema de afloramientos variscos de la Península Ibérica y Sur de Francia con la localización de la Zona Axial Pirenaica. (b) Mapa geológico de los afloramientos Paleozoicos de los Pirineos (Zona Axial, Macizos Vascos, Macizos Nor-Pirenaicos y extremo norte de la Cordillera Costero Catalana) con la localización del sector de la Zona Axial donde se sitúan los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí.

(Gleizes et al. 1998b; Vilà et al., 2007; Denèle, et al. 2014; Cochelin et al., 2017, 2018). Sin embargo, en unidades estructurales de la parte central de la ZAP se han interpretado secuencias de deformación donde el desarrollo de la foliación subhorizontal y subvertical no es contemporáneo y tiene lugar en un contexto tectónico general compresivo (Capellà, 1991; Poblet, 1991; García-Sanseguendo et al., 2011; Pérez-Cáceres, 2012; Clariana, 2015; Margalef, 2015; Barrón, 2016). Además, en muchas de estas zonas puede observarse como se produce la transición de un dominio a otro, relacionada con el desarrollo de cabalgamientos despegados en la base del Silúrico, o incluso en niveles más profundos de la sucesión pre-Ordovícico Superior (Kleinsmiede, 1960; Matte, 1969; Poblet, 1991; García-Sanseguendo, 1992, 1996; Clariana et al. 2009; Pérez-Cáceres, 2012; Margalef, 2015; Clariana y García-Sanseguendo, 2016).

En este trabajo se estudian los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí (Fig. 1b) localizados en la parte central de la ZAP y considerados por algunos autores como pliegues desarrollados en la supraestructura (Capellà, 1991; Poblet, 1991). La elaboración de cartografía geológica y su análisis, junto con el estudio de las estructuras a escala de afloramiento y sus microestructuras por microscopía óptica han permitido reconocer las diferentes fases de deformación varisca que afectan a la sucesión silúrico-devónica que los componen (Fig. 2). Su correlación con otras estructuras de la ZAP puede permitir la elaboración de un modelo tectónico común para la parte central de la Zona Axial Pirenaica.

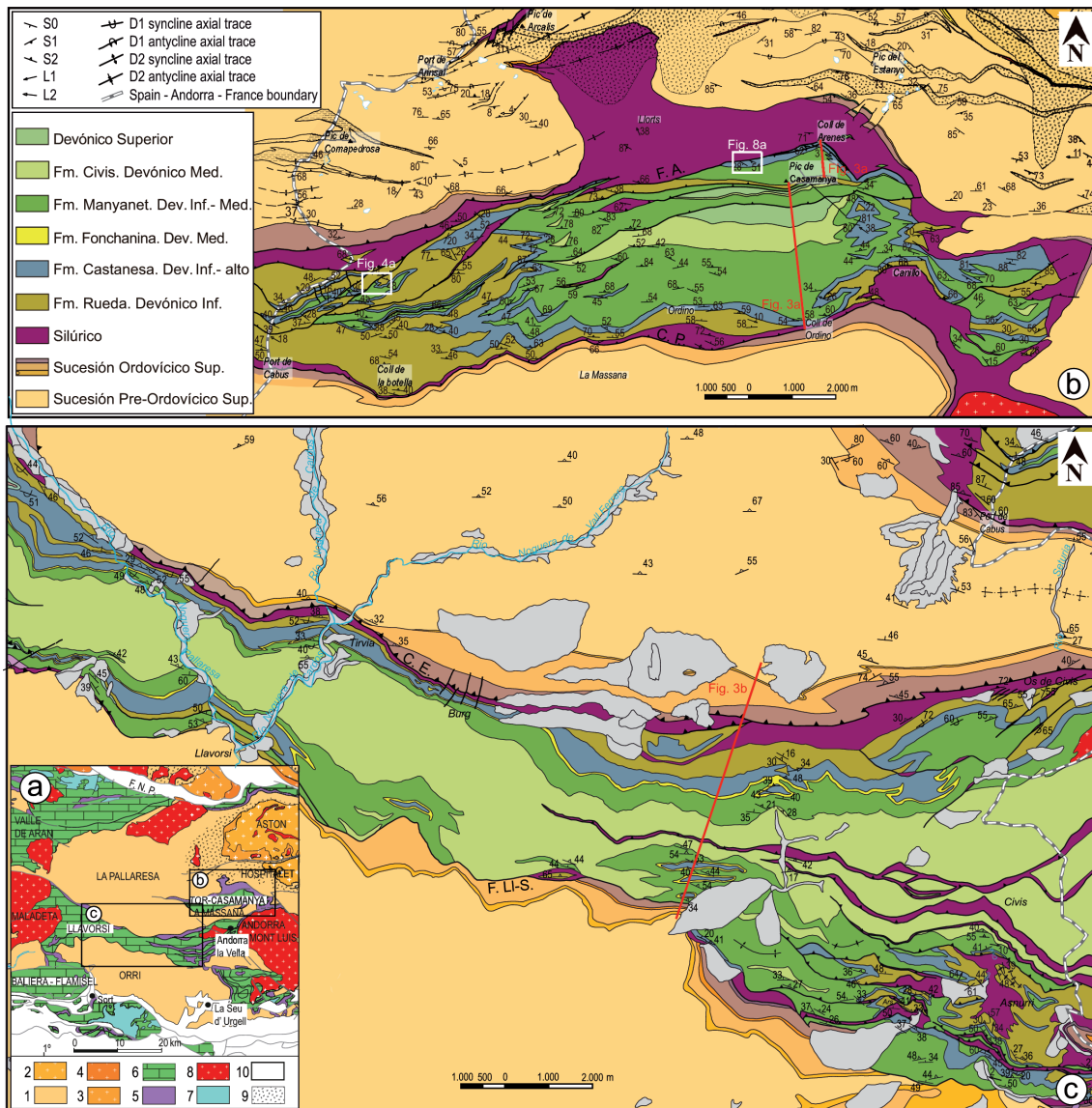
## 2. Contexto geológico

En la ZAP, las rocas pre-cámbricas, cámbricas y ordovícicas afloran principalmente en domos nucleados en neises de edad ordovícica y/o metasedimentos del Proterozoico superior (Castiñeiras et al., 2008; Casas et al., 2015; Mezger y Gerdes, 2016; Padel et al., 2018) (Fig. 1). Estos domos pueden estar afectados por metamorfismo varisco de baja presión y alta temperatura asociado a la intrusión de cuerpos graníticos variscos que puede alcanzar

condiciones de fusión parcial. Por encima, los materiales del Silúrico y Devónico en muchos casos se localizan en el núcleo de estructuras sinclinales, con una orientación aproximadamente E-O (Fig. 1b) y metamorfismo de grado bajo o muy bajo. La traza axial de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí tiene una orientación E-O y ESE-ONO respectivamente y se encuentran en contacto con los materiales Cambro-Ordovícicos que, desde el Norte hacia el Sur, afloran en el macizo de la Pallaresa, el anticlinal de La Massana y el domo del Orri (Fig. 2a). El flanco norte del sinclinal de Tor-Casamanya está cortado por la falla de Arinsal (Fig. 2b) (Zandvliet, 1960; Zwart, 1965; Cirés et al., 1990), de manera que en su parte occidental se superponen las ampelitas silúricas sobre distintas formaciones devónicas, mientras que en su parte oriental presenta buzamiento hacia el sur con sentido de movimiento hacia el norte, superponiendo la sucesión devónica despegada sobre el Silúrico (Clariana, 2015). La falla o cabalgamiento de Pal (Fig. 2b) (Zandvliet, 1960; Cirés et al. 1990) dispone las rocas silúrico-devónicas del flanco sur del sinclinal sobre diferentes formaciones del Ordovícico Superior del anticlinal de La Massana. El sinclinal de Llavorsí presenta una estructura similar, así, el cabalgamiento de Estarón (Fig. 2c) (Losantos, 1988) superpone la sucesión del Ordovícico Superior del anticlinal de La Massana sobre las ampelitas del Silúrico en su flanco Norte. En el flanco sur del sinclinal de Llavorsí, la falla de Llavorsí-Senet (Poblet, 1991) pone en contacto diferentes formaciones devónicas y el Silúrico con las rocas cambro-ordovícicas y del Ordovícico Superior del domo del Orri (Fig. 2c). Además, el sinclinal de Llavorsí se encuentra entre los batolitos granodioríticos tardi-variscos de La Maladeta (Evans, 1993; Solé et al., 1997; Martínez et al. 2016) al oeste y Andorra-Mont Louis (Romer y Soler, 1995; Maurer et al. 2004; Denèle et al., 2011) al este. Las estructuras de ambos sinclinales son el resultado de una tectónica polifásica que da lugar a pliegues y cabalgamientos (Poblet, 1991; Carreras y Debat, 1996; Capella y Bou, 1997; Clariana, 2001; Clariana, 2015). Tanto pliegues como cabalgamientos tienen principalmente dirección E-O y vergencia hacia el Sur.

Las rocas silúricas afloran en ambos sinclinales (Fig. 2) y se caracterizan por una sucesión de ampelitas negras con intercalaciones de niveles de calizas negras que se hacen más abundantes hacia techo. Esta sucesión podría correlacionarse con la propuesta para el Silúrico de la unidad de Sierra Negra-Llavorsí por Sanz-López

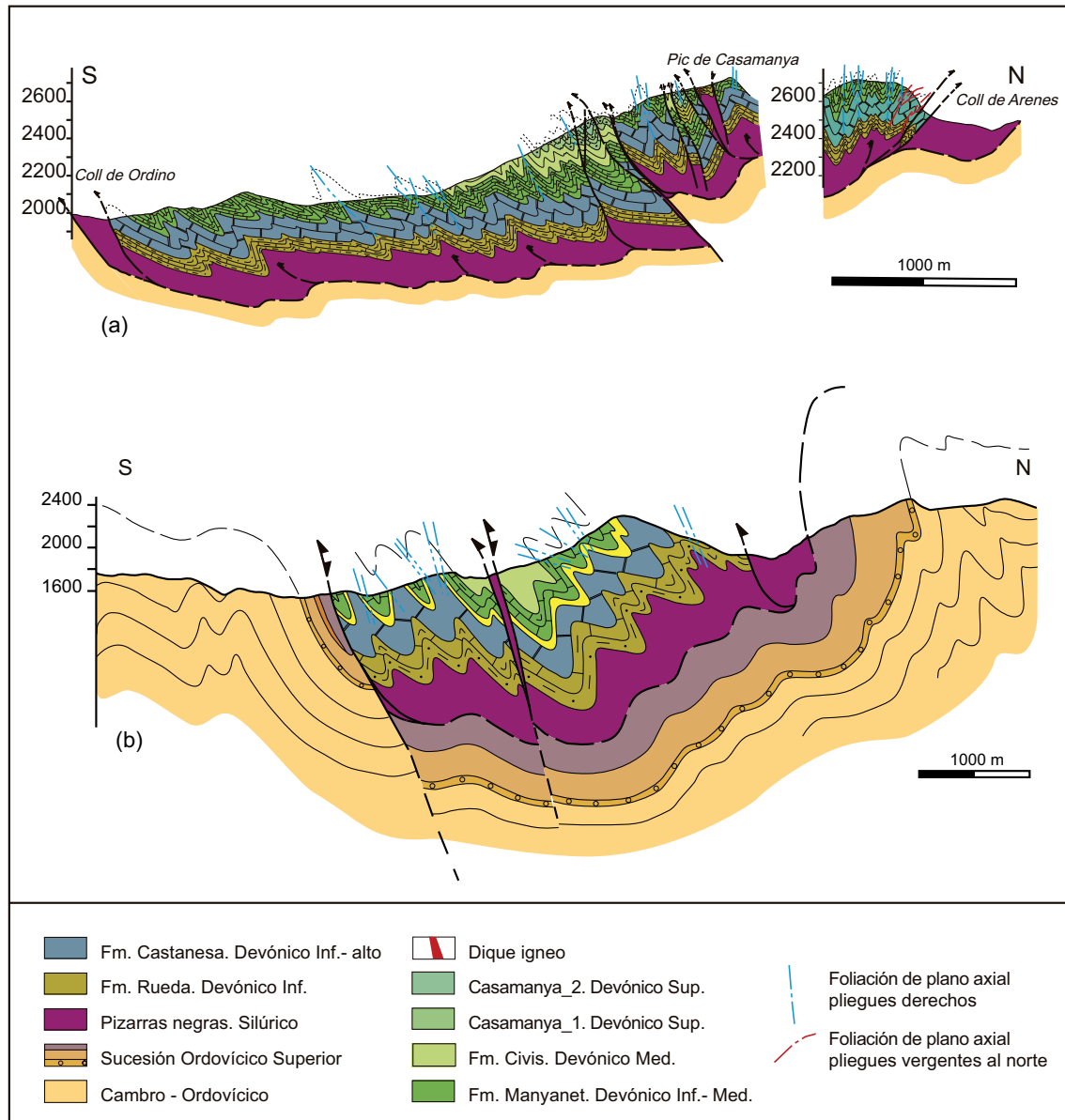
et al. (2002). En general, las ampelitas están intensamente foliadas, plegadas y afectadas por numerosas fallas, lo que hace difícil conocer su espesor. Por encima de los últimos niveles negros carbonatados o incluso directamente sobre las pizarras ampelíticas del Silúrico, debido a que en ocasiones este contacto se encuen-



**Figura 2.** (a) Sector de la ZAP donde se localizan los sinclinales estudiados, (F.N.P.) Falla Nor-pirenaica ; (1) Cámbrico y Ordovícico, (2) ortoneises, (3) migmatitas, (4) granulitas, (5) Silúrico, (6) Devónico, (7) Carbonífero, (8) granitos y granodioritas, (9) aureola metamórfica, (10) área de las figuras 2b y 2c. (b) Cartografía geológica del sinclinal de Tor-Casamanya en la que se identifican las formaciones del Devónico y donde se señala la localización de las trazas del corte de la figura 3a y las figuras 4a y 8a; (F.A.) Falla de Arinsal, (C.P.) Cabalgamiento de Pal. (c) Cartografía geológica del sinclinal de Llavorsí donde se identifican también las formaciones del Devónico y donde se localiza la traza del corte de la figura 3b. Cartografía del Ordovícico Superior, figuras 2b y 2c, modificada de Monteserin et al. (inédita).

tra mecanizado, se sitúa la sucesión devónica en facies Sierra Negra s.s. (Boersman, 1973; Zwart, 1979) (Fig. 2). Las unidades devónicas identificadas en ambos sinclinales fueron, en su mayor parte, definidas por Mey (1967) y de base a techo son: la Formación Rueda, formada por una monótona serie de lutitas, lutitas

carbonatadas y calizas; por encima, se encuentra una unidad de calizas masivas oscuras, la Formación Castanesa, sobre la que se reconocen unas lutitas negras que constituyen la Formación Fonchanina. Por encima de estas aflora la Formación Manyanet, definida por Mey (1967) y compuesta por calizas margosas verdes



**Figura 3.** (a) Corte geológico del sinclinal de Tor-Casamanya en el que se aprecia que los pliegues principales, en la parte meridional del corte, muestran una marcada vergencia sur. En la parte central, numerosos cabalgamientos, enraizados muchos de ellos en la base del Silúrico, provocan la repetición de la serie silúrico-devónica. (b) Corte geológico del sinclinal de Llavorsí en el que se aprecia una marcada vergencia hacia el sur de los pliegues principales que afectan a la serie silúrico-devónica, cabalgamientos enraizados en la base del Silúrico y otros que cortan a este despegue.

y beiges con intercalaciones de calizas beige y rosas. Estas formaciones representan el Devónico inferior en facies Sierra Negra. A partir de aquí la serie adquiere un carácter pizarroso representado por una unidad de lutitas micáceas, localmente arenosas, que constituyen la Formación Civis (Devónico Medio) definida por Hartevelt (1970). Por encima de la Formación Civis, y únicamente en la parte central del sinclinal de Tor-Casamanya, afloran unas calizas gris-azuladas, calizas nodulares verdes y rojas y calizas grises con glomérulos blancos datadas recientemente como Devónico Medio a Devónico Superior–Carbonífero (Valenzuela-Ríos et al. 2009), en las que, se diferencian dos unidades litológicas cartografiables (Fig. 2b) (Clariana, 2015).

### 3. Estructura

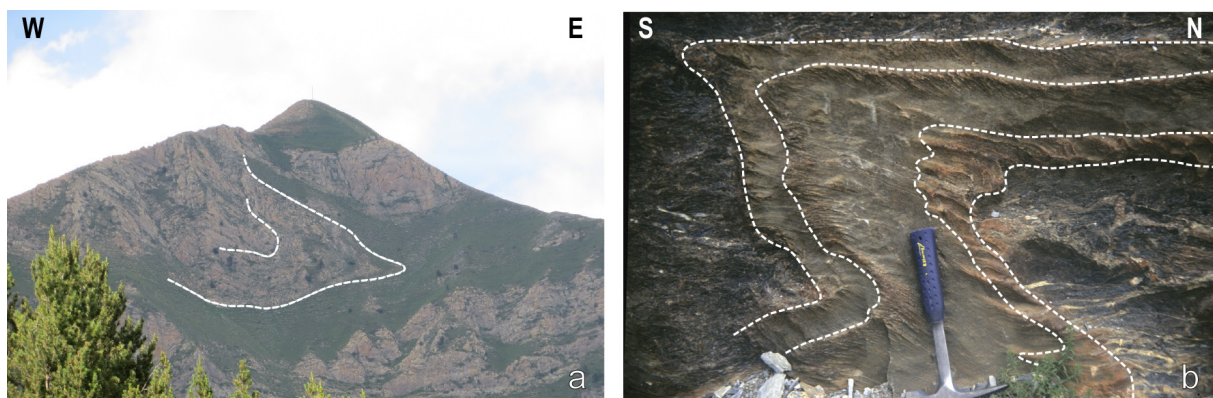
Ambos sinclinales muestran características estructurales similares con pequeñas variaciones que permiten realizar una descripción común.

#### 3.1. Estructuras principales

##### *Pliegues y foliación principal*

Las estructuras mejor desarrolladas tanto en el sinclinal de Tor-Casamanya como en el de

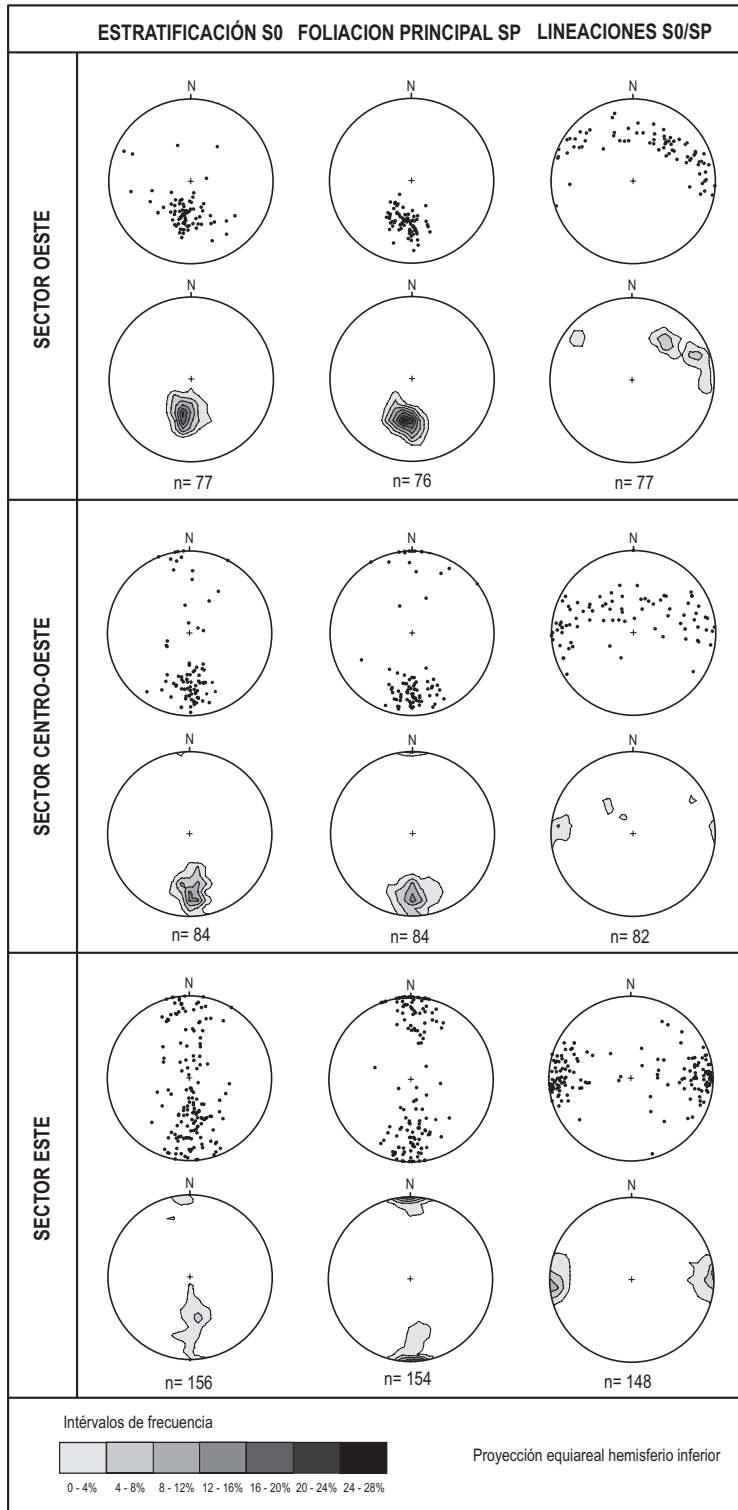
Llavorsí corresponden a (i) pliegues con ejes subhorizontales de dirección aproximada E–O, se trata de pliegues de plano axial sub-vertical o inclinado hacia el Norte, de escala centimétrica a hectométrica y (ii) la foliación regional dispuesta paralela a su plano axial (Fig. 3). Las calizas de la Formación Castanesa constituyen un nivel guía característico en ambos sinclinales dibujando grandes pliegues de escala cartográfica (Figs. 2b, 4a). En el sinclinal de Tor-Casamanya estos pliegues son rectos o vergentes al sur, observándose un paso gradual con predominio de pliegues derechos en el flanco norte y en el núcleo del sinclinal a pliegues de marcada vergencia sur en el flanco meridional (Fig. 3a), mientras que en el sinclinal de Llavorsí todos los pliegues de esta fase presentan una marcada vergencia hacia el sur (Fig. 3b). Como puede observarse en muchos afloramientos, los pliegues de esta generación presentan geometrías de tipo similar con flancos adelgazados y charnelas engrosadas (Fig. 4b) y sus ejes tienen direcciones mayoritariamente E–O aunque en algunos sectores de estos sinclinales la orientación de los ejes de pliegues es más variable. Así, en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya los ejes de los pliegues muestran una mayor dispersión, con orientaciones que varían entre NE-SO y E-O, llegando incluso a tener orientaciones N-S así como una mayor inmersión



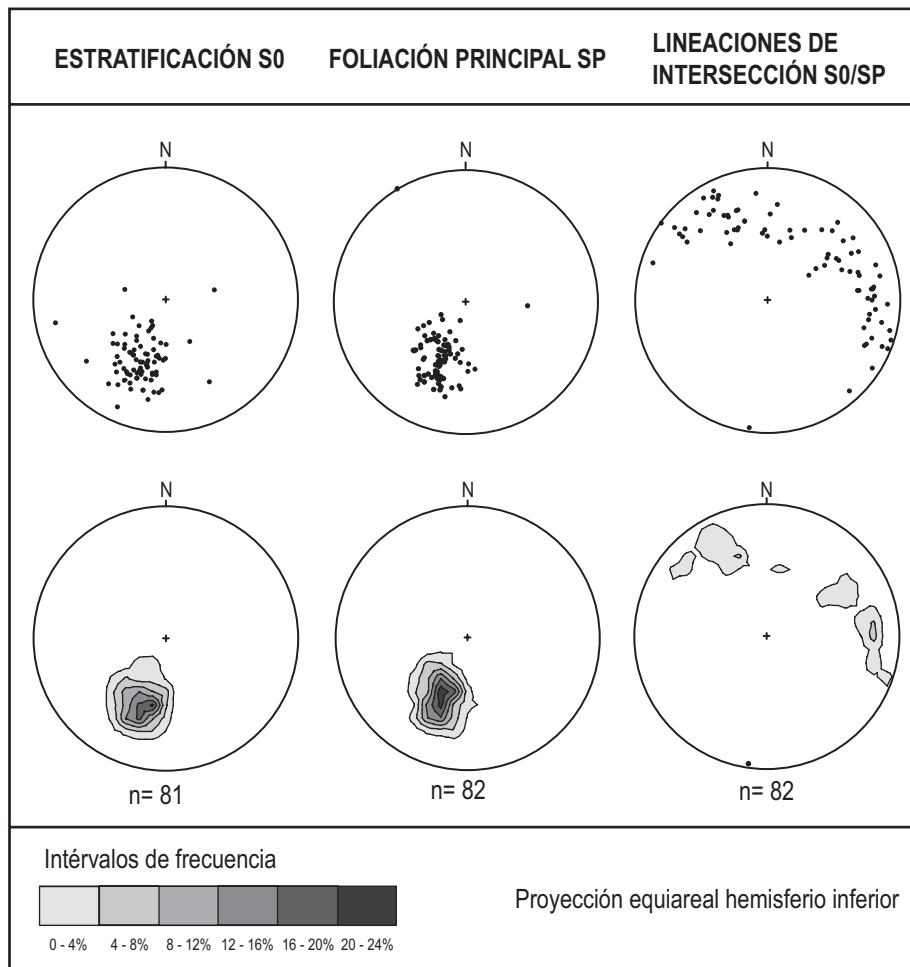
**Figura 4.** (a) Aspecto de campo de un pliegue de escala cartográfica en las calizas de la Formación Castanesa que afloran en las laderas del Pic de l'Alt de la Capa de 2.572 m de altitud, situado en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya; localización de la estructura en la figura 2b. (b) Aspecto de un pliegue menor vergente al sur desarrollado en la Formación Manyanet, en el flanco norte del sinclinal de Llavorsí. La medida del martillo que aparece en la fotografía son 28 centímetros.

de los ejes de los pliegues (Fig. 5). Por su parte, el sinclinal de Llavorsí tiene ejes de pliegues orientados en dos direcciones preferentes E-O y SE-NO (Fig. 6). La foliación principal asociada

a estos pliegues presenta una orientación paralela y de plano axial en ambos sinclinales, oscilando entre E-O y ESE-ONO, con buzamientos de moderados a altos (30°-85°) hacia el norte.



**Figura 5.** Representación estereográfica de estratificación, foliación principal y lineaciones de intersección del sinclinal de Tor-Casamanya por sectores. Los sectores occidental y central presentan una distribución similar, tanto en los polos de estratificación y foliación con un buzamiento generalizado hacia el norte, como para las lineaciones de intersección que muestran una inmersión mayor y se encuentran dispersas sobre planos orientados entre E-O y ESE-ONO. En el caso del sector oriental los polos de estratificación y foliación tienen buzamientos tanto a N como a S y las lineaciones de intersección muestran una orientación general E-O con menor inmersión que en los sectores occidental y central.



**Figura 6.** Representación estereográfica de la estratificación, foliación principal y lineaciones de intersección en el sinclinal de Llorvós. Los polos de estratificación y foliación se encuentran concentrados marcando una orientación ESE-ONO para ambas superficies. Las lineaciones de intersección están dispersas mostrando dos direcciones preferentes: E-O y NO-SE.

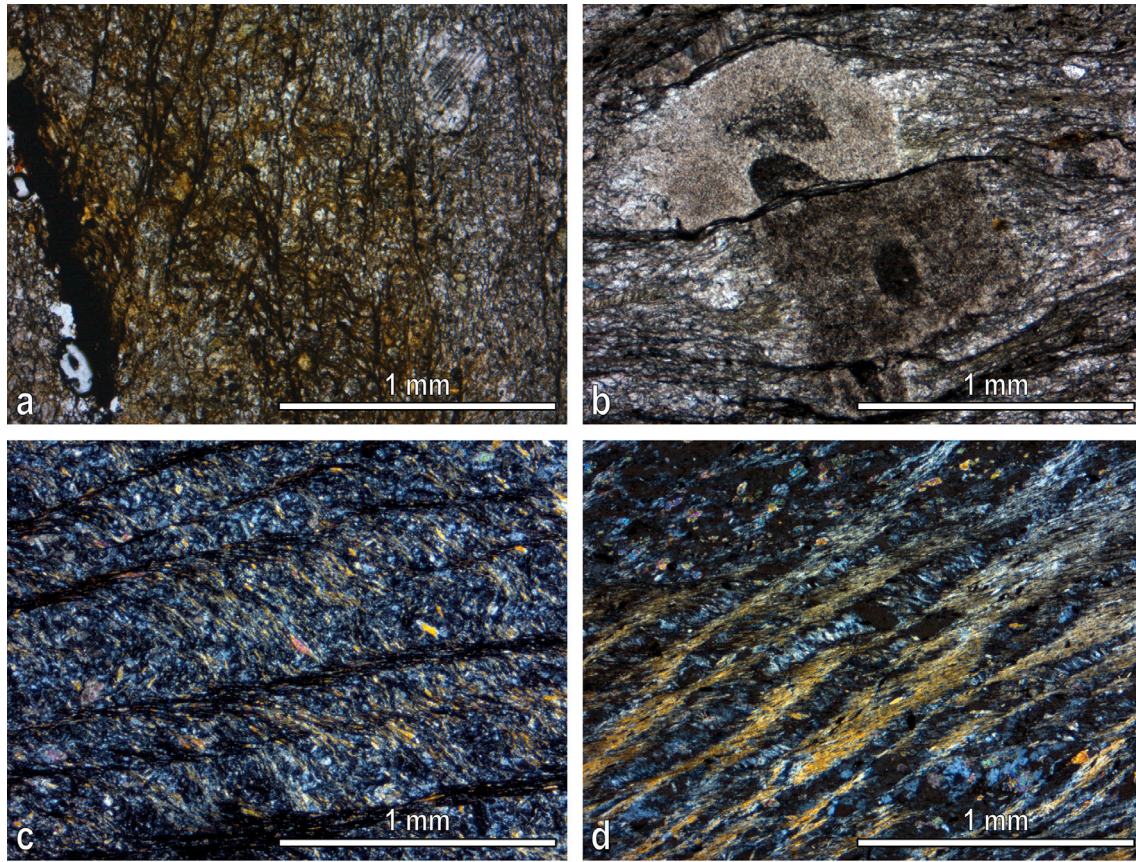
En algunos afloramientos y en lámina delgada se observa que la foliación es de crenulación y que repliega a un clivaje previo. Se trata de una foliación muy penetrativa cuando afecta a lutitas o series alternantes de lutitas y calizas, mientras que muestra un menor desarrollo en las capas de caliza masiva. En el microscopio óptico con luz transmitida, se observa que la foliación principal micropliega un clivaje anterior. Esta foliación de crenulación define estrechas bandas oscuras correspondientes a dominios discretos en los que se produjo disolución por presión (Fig. 7a). Cuando la disolución por presión afecta a calizas fosilíferas con restos de placas de equinodermos estas se disuelven según planos paralelos a la foliación principal (Fig. 7b), donde se acumula material insoluble, principalmente minerales opacos. En rocas

detríticas se observa un paso gradual de los dominios de clivaje, ocupados por cristales de moscovita, a dominios de microlitones con mayor acumulación de cuarzo y clorita (Figs. 7c, 7d), donde aparece una orientación previa y oblicua de los microlitones (Fig. 7c, 7d). En el extremo norte del sinclinal de Tor-Casamanya la foliación dominante muestra un peor desarrollo siendo el clivaje anterior la foliación mejor desarrollada tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada (Fig. 8).

#### *Cabalgamientos*

A partir de la cartografía geológica, los cortes geológicos (Figs. 2, 3) y con base en criterios estratigráficos

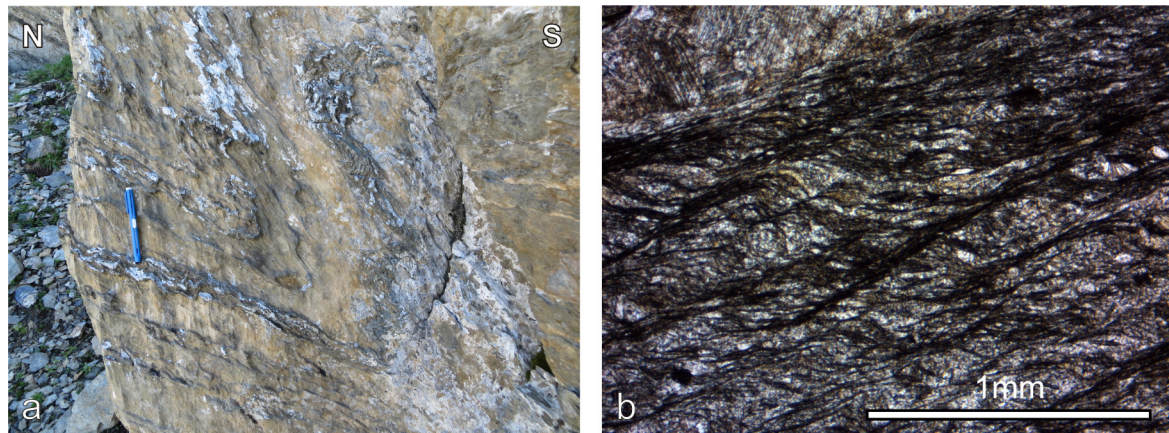




**Figura 7.** (a) Clivaje de crenulación en la Formación Rueda. Este clivaje es el dominante en todo el sinclinal apreciándose en los microlitones una foliación anterior. (b) Placa de crinoideo con huellas de disolución por efecto de los mecanismos de disolución por presión que favorecen el desarrollo de la foliación. (c) Aspecto microscópico de la Formación Castañesa donde se aprecia el límite gradual entre dominios de clivaje y microlitones. (d) Dominios de clivaje ocupados por cristales de moscovita. En las láminas c y d la orientación de cuarzo, moscovita y clorita en los microlitones definen la existencia de un clivaje previo.

y paleontológicos se han identificado cabalgamientos que afectan a las formaciones devónicas y al Silúrico de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí. Por ejemplo, en la parte central del sinclinal de Tor-Casamanya los estudios bioestratigráficos (Valenzuela-Ríos et al., 2009) realizados en las calizas que afloran en el núcleo del sinclinal permitieron deducir la existencia de varias láminas de cabalgamiento que sitúan la Formación Rueda (Devónico Inferior) sobre la Formación Manyanet (Devónico Inferior-Medio) y, a esta, sobre las calizas del Devónico Superior (Fig. 3a). Los cabalgamientos tienen orientación E-O a ESE-ONO y sentido de transporte tectónico hacia el sur, aunque en algunos sectores como el extremo oriental del sinclinal de Tor-Casamanya presentan

orientaciones ENE-OSO. El buzamiento de las superficies de cabalgamiento es moderado, desde unos  $30^\circ$  en el sinclinal de Llavorsí, aunque alcanzan los  $50^\circ$  y  $70^\circ$  en el sinclinal de Tor-Casamanya. En general, convergen hacia abajo en las pizarras del Silúrico que constituyen un nivel de despegue y pueden tener pliegues asociados, aunque también se observan cortando a los pliegues principales que afectan a las formaciones devónicas (Fig. 3). Las superficies de cabalgamiento en las ampelitas del Silúrico desarrollan zonas de cizalla de orientación NE-SO a ENE-OSO con sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur que afectan a la foliación principal, este tipo de estructuras indicarían que los cabalgamientos se producen con posterioridad a los pliegues. Por otra



**Figura 8.** (a) Pliegue vergente al norte en el flanco norte del sinclinal de Tor-Casamanya al que se asocia una foliación de plano axial crenulada por otra subvertical menos penetrativa, la localización de esta figura puede observarse en la figura 2b. (b) Muestra carbonatada de la Formación Castanosa del sinclinal de Tor-Casamanya en la que se observa que la foliación dominante en el sinclinal deforma a la foliación anterior asociada a los pliegues vergentes al norte (D1).

parte, en algunos sectores del flanco sur del sinclinal de Llavorsí, los ejes de los pliegues principales varían de acuerdo con la dirección de los cabalgamientos o de sus estructuras laterales asociadas, lo que puede indicar la contemporaneidad entre pliegues y cabalgamientos. Además, existen otros cabalgamientos fuera de secuencia que cortan tanto al despegue de la base del Silúrico como a los pliegues (Fig. 3).

### 3.2. Estructuras previas al desarrollo de la foliación principal

#### *Pliegues y foliación asociada*

En el flanco norte del sinclinal de Tor-Casamanya se reconocen pliegues de escala centimétrica a decamétrica de dirección E-O a SE-NO, vergentes al norte a los que está asociada una foliación de plano axial que, tanto a escala de afloramiento como a escala microscópica, se observa crenulada por la foliación subvertical dominante (Figs. 8a, 8b). A escala de afloramiento, en algunos puntos donde no se desarrolla la foliación dominante, la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte es más penetrativa (Fig. 8a). Al contrario de lo que ocurre con los pliegues, limitados esencialmente al extremo norte del sinclinal, la foliación asociada está generalizada en ambos sinclinales. El estudio microscópico revela

que consiste en un clivaje pizarroso bien desarrollado en los niveles pelíticos y mucho menos penetrativo en las capas más carbonatadas (Fig. 8b).

### 3.3. Estructuras tardías

#### *Pliegues*

Localmente se observan pliegues con ejes de orientación N-S y escala centimétrica a decamétrica que no muestran foliación asociada y que pliegan a la foliación principal. Estos pliegues se localizan principalmente en el sinclinal de Llavorsí. También se observan pliegues centimétricos, horizontales, de tipo kink-band plegando a la foliación principal, cuyos ejes presentan una orientación E-O en ambos sinclinales.

#### *Fallas*

Se identifican fallas normales con orientación E-O a ESE-ONO, que buzcan hacia el norte, y cortan a la sucesión Devónica y a las ampelitas del Silúrico, así como al nivel de despegue localizado en la base del Silúrico. Estas estructuras son especialmente abundantes en el flanco sur del sinclinal de Llavorsí. En las proximidades de los planos de falla se observan

bandas de cizalla que indican sentido de movimiento de bloque superior hacia el sur, por lo que es posible que tuvieran un origen como fallas normales y posteriormente se reactivasen como cabalgamientos en un evento de deformación posterior. El hecho de que no se observe superposición de la serie estratigráfica indicaría que el desplazamiento como falla inversa no compensó el salto previo como falla normal.

#### 4. Discusión

A partir de los criterios de superposición de estructuras se diferencian dos eventos de deformación que se reconocen tanto en el sinclinal de Tor-Casamanya como en el de Llavorsí y que representarían la deformación varisca en estas dos unidades.

##### 4.1. Estructuras D1

Durante este evento de deformación varisca se desarrollaron los pliegues asimétricos vergentes al norte, del sinclinal de Tor-Casamanya, que presentan una foliación de plano axial definida como clivaje pizarroso desarrollada en las rocas del Silúrico y en las formaciones devónicas que definen este sinclinal y también el de Llavorsí. Poblet (1991) interpretó la estructura de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí como el resultado de la superposición de dos generaciones de pliegues. La primera, caracterizada por pliegues vergentes al norte de escala kilométrica que pueden correlacionarse con las estructuras D1 descritas y la segunda caracterizada por pliegues vergentes al sur y su foliación de plano axial que forman las estructuras principales. A partir del perfil de sísmica de reflexión profunda ECORS (Muñoz, 1988; Muñoz, 1992), se interpreta el sinclinal como un gran pliegue vergente al norte, plegado por pliegues de vergencia sur. En este caso la primera estructura en desarrollarse también puede considerarse equivalente a las estructuras D1 de este trabajo. Al norte del sinclinal de Tor-Casamanya, en el sector oriental del macizo de La Pallaresa, se han observado pliegues vergentes al norte de escala centimétrica a hectométrica, tumbados y con una foliación de plano axial

asociada que es la foliación dominante en esa zona (Clariana y García-Sansegundo, 2009; Clariana, 2015). Además, se observa que estos pliegues están deformados por pliegues con ejes de dirección E-O derechos y laxos que hacia el sur, hacia el sinclinal de Tor-Casamanya, son cada vez más frecuentes y apretados.

En otros puntos de la parte central de la Zona Axial se ha puesto de manifiesto la presencia de pliegues vergentes al norte que pueden correlacionarse con las estructuras D1 de los sinclinales estudiados. Por ejemplo, en sectores adyacentes, como el anticlinal de La Massana, Margalef (2015) describe un pliegue vergente al Norte de escala decamétrica. En el domo del Garona se definen pliegues de escala kilométrica con una foliación de plano axial asociada bien desarrollada (Alonso, 1979; García-Sansegundo y Alonso, 1989). Al sur del domo del Garona, en el sinclinal del Valle de Aran y áreas adyacentes al batolito granítico de La Maladeta, García-Sansegundo (1990, 1992, 1996) identifica pliegues hectométricos con una foliación de plano axial asociada pero menos desarrollada que en el caso del domo del Garona. Al suroeste del valle de Arán, en el macizo de Lys-Caillaouas, distintos autores han reconocido pliegues vergentes al norte (Kriegsman, 1989; Pérez-Cáceres et al., 2012 y García-Sansegundo et al., 2014). Van den Eeckhout y Zwart (1988) también reconocieron pliegues vergentes al norte en el extremo oriental del domo néisico de l'Hospitalet, aunque estos autores los incluyen en un segundo evento de deformación varisca.

##### 4.2. Estructuras D2

En este evento de deformación se desarrollan pliegues derechos con ejes de dirección esencialmente E-O que deforman a los pliegues vergentes al norte cuando coexisten con ellos, dando lugar a figuras de interferencia tipo 3 de Ramsay (1967), como puede observarse en sectores vecinos como el extremo oriental del macizo de la Pallaresa, y que son las estructuras dominantes en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí. El clivaje de crenulación (S2) que se desarrolla siempre en condiciones de grado

metamórfico bajo o muy bajo se dispone paralelo al plano axial de estos pliegues y es la foliación principal y dominante en toda el área estudiada. Los ejes de estos pliegues y las lineaciones de intersección entre estratificación y foliación principal tienen direcciones mayoritariamente E–O aunque en algunos sectores de los sinclinales de Tor–Casamanya y de Llavorsí su orientación es más variable y aparecen dispuestos sobre el plano medio de la foliación evidenciando la existencia de deformaciones anteriores que afectan a la estratificación. Por otra parte, en el caso del sinclinal de Tor–Casamanya, el cambio de orientación e inmersión de los ejes de los pliegues coincide con la zona central del sinclinal, donde se sitúa el gran afloramiento de ampelitas del Silúrico. El cambio de la orientación de los ejes de los pliegues también podría estar relacionado con la existencia en profundidad de rampas laterales de cabalgamientos contemporáneos a los pliegues que provocan el cambio de orientación de sus ejes, como se observa en algunos sectores del flanco Sur del sinclinal de Llavorsí, donde también existen extensos afloramientos de ampelitas silúricas de orientación N–S (Clariana, 2001). Esta foliación tiene una disposición subvertical en el flanco norte del sinclinal de Tor–Casamanya y presenta buzamientos moderados al norte tanto en el flanco sur de dicho sinclinal como en todo el sinclinal de Llavorsí. Las ampelitas del Silúrico actúan en ambos sinclinales como nivel de despegue, como ya fue puesto de manifiesto en esta zona por Poblet (1991) y en otros puntos de la Zona Axial pirenaica por otros autores (Matte, 1969; García-Sansegundo, 1990, 1992, 1996; Cochelín et al., 2017; Casas et al., 2019). Por encima de las ampelitas, el desarrollo de las estructuras D2 llega a ser tan intenso que solo se reconocen las estructuras D1 en casos excepcionales. En las ampelitas se observan cabalgamientos con sentido de movimiento hacia el sur que convergen hacia su base y deforman a la foliación S1. En posiciones estratigráficamente más altas, asociados a los cabalgamientos, se desarrollan pliegues de propagación de falla con foliación de plano axial (S2). También puede observarse cabalgamientos que cortan a los pliegues derechos (D2) y deforman a la foliación asociada a ellos, interpretados como cabalgamientos fuera de secuencia respecto de los cabalgamientos relacionados con los pliegues de propagación de falla.

Todas estas características sugieren que los pliegues vergentes al Sur, los cabalgamientos y los pliegues relacionados con los cabalgamientos se originan en relación con el mismo evento tectónico, aunque de forma progresiva, dando lugar a más de una secuencia de cabalgamientos. A su vez, el nivel de despegue del Silúrico observado en ambos sinclinales muestra características similares a las observadas en el domo del Garona considerado en este sector como la transición entre los dominios estructurales de la infraestructura y la supraestructura (Matte, 1969; García-Sansegundo, 1990, 1992, 1996). Sin embargo, al norte de la zona estudiada, por debajo del Silúrico, se han descrito numerosos pliegues subverticales similares a los descritos en este trabajo relacionados con cabalgamientos que tendrían su nivel de despegue localizado en la sucesión pre-Ordovícico Superior (Clariana y García-Sansegundo, 2009; Clariana, 2015). La existencia de dos niveles de despegue sobre los que se desarrollan pliegues D2 justificaría la aparente transición gradual propuesta para esta zona entre la infraestructura y la supraestructura (Oele, 1966).

#### 4.3. Estructuras tardi-Variscas y Alpinas

En ambos sinclinales se han reconocido estructuras que afectan a las estructuras D1 y D2, como pliegues centimétricos y fallas con una componente de movimiento predominantemente normal. Los pliegues no presentan foliación asociada y no se han observado criterios que permitan diferenciar si corresponden a pliegues tardi-variscos o alpinos. Además, los grandes pliegues laxos de dirección E–O que deforman el despegue del Silúrico podrían tener también una edad tardi-varisca o alpina o resultar del reapretamiento alpino de estructuras variscas. En el caso de las fallas, son directas y presentan estructuras asociadas que indican un rejuogo posterior como falla inversa o cabalgamiento superponiendo las diferentes formaciones devónicas sobre las ampelitas del Silúrico. En los Pirineos orientales Casas et al. (2007) reconocen fallas normales que provocan contactos sustractivos entre el Devónico y la sucesión Cambro-Ordovícica y que están cortadas por la granodiorita tardi-varisca de Andorra-Mont Louis.

Según estos autores durante el Moscoviense pudo tener lugar un evento extensional sinorogénico en el que podrían desarrollarse estas fallas. Sin embargo, en los sinclinales estudiados no se han reconocido criterios que permitan excluir una posible edad mezozoica para estas fallas directas.

## 5. Modelo de evolución tectónica

En este trabajo, las estructuras se interpretan como desarrolladas esencialmente durante la orogenia Varisca en dos eventos compresivos sucesivos (D1 y D2) que darían lugar a un engrosamiento cortical de esta parte de la cadena varisca. Un modelo tectónico similar fue propuesto por numerosos autores, en puntos cercanos de la ZAP así como también para el sector estudiado (Guitard, 1964, 1970; Autran y Guitard, 1969; Lagarde, 1978; Matte y Xu Zhi, 1988; Soliva et al., 1989; Capellà, 1991; Poblet, 1991; García-Sanseguno, 1992, 1996; Carreras y Capellà, 1994; García-Sanseguno et al., 2011; Pérez-Cáceres, 2012; Clariana, 2015, Margalef, 2015, Casas et al., 2019).

En todas estas unidades estructurales se observa que el segundo evento afecta predominantemente a unidades con grado metamórfico bajo, como es el caso de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, mientras que el primero se desarrolla de manera más importante en las unidades con un grado metamórfico más alto como el domo del Garona, el macizo de Lys-Caillaouas o la parte oriental del macizo de La Pallaresa. Además, es en el nivel de despegue de la base del Silúrico donde se enraízan la mayoría de los cabalgamientos (D2) debido a que las ampelitas son un material favorable para absorber la deformación desde un punto de vista reológico. De acuerdo con García-Sanseguno et al. (2011) parece que existe una relación genética entre pliegues y cabalgamientos, aunque diferencian (i) pliegues de propagación de falla, (ii) cabalgamientos plegados por los pliegues D2 y (iii) pliegues D2 cortados por cabalgamientos. En los sinclinales estudiados no se observan cabalgamientos plegados por los pliegues D2, lo que coincidiría con lo ya observado por Poblet (1991), quien sugiere que en las unidades de Llavorsí, subunidad

de Sierra Negra y sinclinal de Tor-Casamanya, los cabalgamientos son sincrónicos o tardíos respecto a los pliegues de la fase principal, en este caso los pliegues D2. Una secuencia de deformación similar ha sido propuesta por Margalef (2015) para el extremo oriental del sinclinal de Llavorsí, anticlinal de La Massana y domo de la Rabassa, donde diferenció, dentro de este evento, los siguientes episodios de deformación: (i) un primer episodio de cabalgamientos de dirección E-O, con pliegues asociados y sentido de transporte tectónico hacia el Sur enraizados en el Silúrico, (ii) un segundo episodio de desarrollo de grandes pliegues a los que se asocia la foliación principal y (iii) un tercer episodio con desarrollo de cabalgamientos que cortan a las estructuras anteriores y que están enraizados en niveles más profundos de la sucesión pre-Ordovícico Superior. En otras muchas unidades de la parte central de la Zona Axial, el despegue del Silúrico condiciona la distribución espacial de las estructuras aunque en las proximidades de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí se observa que esta distribución está también condicionada por la existencia de fallas y cabalgamientos de dirección E-O, como por ejemplo la de Merens, localizados por debajo del Silúrico y cuyo nivel de despegue se sitúa en la sucesión pre-Ordovícico superior (Clariana, 2015; Margalef, 2015; Clariana y García-Sanseguno, 2016). Características similares se han observado en otros puntos de la parte central de la Zona Axial relacionadas también con otras fallas como la falla de Eriste-Valarties (Pérez-Cáceres et al., 2012; García-Sanseguno et al., 2014).

## 6. Conclusiones

En este trabajo se describen las estructuras, observadas en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí tanto a escala cartográfica, como de afloramiento y microscopio. Basándose en las relaciones de corte entre estructuras, las direcciones de transporte tectónico deducidas y las foliaciones superpuestas relacionadas con los pliegues descritos, se distinguen dos eventos principales de deformación (D1 y D2) durante la orogenia Varisca así como otras estructuras posteriores. El evento de deformación D1 se caracteriza por pliegues de dirección E-O a SE-NO,

vergentes al norte a los que se asocia una foliación de plano axial (S1). El evento de deformación D2 consiste en pliegues de dirección E-O, derechos o vergentes al sur con una foliación de plano axial asociada (S2) que es la principal en ambos sinclinales. Durante este evento de deformación también se desarrollan cabalgamientos de dirección E-O y sentido de movimiento hacia el sur; la mayoría de ellos enraizados en la base del Silúrico y otros, fuera de secuencia, en niveles más profundos dentro de la sucesión pre-Ordovícico superior.

Los sinclinales estudiados corresponden a unidades afectadas por un grado metamórfico bajo donde se desarrollan mejor las estructuras del segundo evento de deformación D2. El intenso desarrollo de las estructuras D2 provoca que los pliegues vergentes al norte, que caracterizan el evento de deformación D1, solo se reconozcan puntualmente a escala de afloramiento, mientras que la foliación asociada a ellos se reconoce en ambos sinclinales.

El modelo tectónico propuesto en este trabajo para los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí es consistente con los modelos propuestos para (i) el macizo de Lys-Caillaouas, (ii) el domo del Garona, (iii) el sinclinal del Valle de Aran, (iv) la parte oriental del macizo de La Pallaresa, (v) el anticlinal de La Massana y (vi) el domo de la Rabassa y por lo tanto sugiere que puede ser válido para toda la parte central de la Zona Axial Pirenaica.

### Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), por el Institut d'Estudis Andorrans (IEA) y por el proyecto "ERDF A way of making Europe", PID2020-114273GB-C22 financiado por el MCIN/AEI/10.13039/501100011033, Ministerio de Ciencia e Innovación. Este estudio representa una contribución del Grupo de Investigación GeoAp (E01\_20R) del gobierno de Aragón. Agradezco las revisiones realizadas por los dos revisores (FJ. Fernández y JM. Casas) que, sin duda, han contribuido a mejorar en gran medida el manuscrito original.

### 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): Tectonique hercynienne. Carte structurale. In: Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol 1, BRGM – ITGE, Orléans – Madrid.
- AUTRAN, A. y GUITARD, G. (1969): Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc de France (Pyrénées orientales): liason avec la Nappe de Canigou. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 269: 2497 – 2499.
- BARNOLAS, A., CHIRON, J. C. y GUÉRANGÉ, B. (1996) *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Volume 1, Introduction, géophysique, cycle hercynien. Éditions BRGM-ITGE, 729 p., 26pl. h.t
- BARRÓN, P. (2016): La estructura del valle de Soulcem (Pirineos franceses): la terminación occidental de la Falla de Merens. Trabajo Fin de Master, Universidad de Oviedo, 51 p.
- BOERSMA, K. TH. (1973): "Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish CentralPyrénées". *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 307-377.
- 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.
- CAPELLÀ, I. y BOU, O. (1997): La estructura del domo de la Rabassa y del sector oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo Central). *Estudios Geológicos*, 53: 121-133.

- 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: 1509 – 1524.
- CARRERAS, J. y DEBAT, P. (1996): (coord.) Tectonique Hercinien. En: A. Barnolas & J. C. Chiron (eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Volume I*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières – Instituto Geológico y Minero de España, Orleans-Madrid, 585 – 678.
- CASAS, J. M., CLARIANA, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y MARGALEF, A. (2019): The Pyrenees. In: Quesada C., Oliveira J. (eds) *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. 335-337, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_8).
- CHOUKROUNE, P. y SÉGURET, M. (1973): Carte structural des Pyrénées, 1/500000. Université de Montpellier – ELF Aquitaine.
- CIRÉS, J., ALÍAS, G., POBLET, J. y CASAS, J. M. (1990): La estructura del anticlinal de La Massana (Hercínico del Pirineo central). *Geogaceta*, 8: 42 – 44.
- CLARIANA, P. (2001): Significado de los Pliegues N-S en el área del Río Cívica. Sector Oriental del Flanco Sur del Sinclinal de Llavorsí. (Zona Axial, Pirineos Centrales). *Boletín Geológico y Minero*, 112, 3: 39-46.
- 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) España, 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: 501–511.
- CLARIANA, P. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2016): Caracterización de la transición estructural entre unidades metamórficas y no metamórficas en el Paleozoico del Noroeste de Andorra, parte central de la Zona Axial pirenaica. *Geotemas*, 16: 45-48.
- CLARIANA, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y GAVALDÀ, J. (2009): The structure in the Bagnères de Luchon and Andorra cross-sections (Axial Zone of the central Pyrenees). *Trabajos de Geología*, 29: 175–181.
- COCHELIN, B., LEMIRRE, B., DENÈLE, Y., DE SAINT BLANQUAT, M., LAHFID, A. y DUCHÊNE, S. (2017): Structural inheritance in the central Pyrenees: the Variscan to alpine tectonometamorphic evolution of the axial zone. *Journal of the Geological Society*. <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2017-066>.
- DE SITTER, L. U. y ZWART, H. J. (1960): Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50000; sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27: 191 – 236.
- DENÈLE, Y., BARBEY, P., PAQUETTE, J. L., LAUMONIER, B. y OLIVIER, PH. (2011): *Time scale of gneiss dome formation and ductile flow: The Mont-Louis and Ax-Les-Thermes plutons and related gneiss dome in the French Pyrenees*. GSA Annual Meeting, Minneapolis. 43(5): 492.
- 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 *In*: Schulmann K., Martínez-Catalán J.R., Lardeaux J.M., Janoušek V. & Oggiano G. (eds.), *The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society London, Special Publications, 405: 265 – 287.
- EVANS, N. G. (1993): Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite Spanish Pyrenees. PhD thesis, University of Leeds.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (2004): Estructura varisca en los Pirineos. En: J. Vera (ed.): *Geología de España*,

- Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 254–258.
- 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.
- 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.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1992): Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça. Publicaciones especiales del *Boletín Geológico y Minero*, 167 p.
- 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: 1315 – 1325.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y ALONSO, J. L. (1989): Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinámica Acta*: 3(2): 127–134.
- 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. From: Poblet, J. & Lisle, R. J. (eds.) *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 349: 169–184.
- GIL-PEÑA I. y BARNOLAS, A. (2004): Introducción al ciclo Varisco en los Pirineos. En: J. Vera (ed.): *Geología de España*, Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 141.
- GIL-PEÑA, I. (2004): Estructura alpina de la Zona Axial. En: J. Vera (ed.): *Geología de España*, Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 241.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D., SANTANA, V., OLIVIER, P. y BOUCHEZ, J.L. (1998): Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets – Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20: 1229 – 1245.
- GUITARD, G. (1964): Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: Les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées orientales). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 258: 4597 – 4599.
- GUITARD, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oëillés du massif du Canigou, (Pyrénées Orientales). *Mémoires du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, 63 p.
- HARTEVELT, J. J. A., (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain: *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- IZQUIERDO-LLAVAL, E., CASAS-SAINZ, A. M. y OLIVA-URCIA, B. (2013): Heterogeneous deformation recorded by magnetic fabrics in the Pyrenean Axial Zone. *Journal of Structural Geology*, 57: 97-113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.005>
- KLEINSMIEDE, W. F. J. (1960): Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 129 – 245.
- 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.
- LAGARDE, J. L. (1978): Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées Orientales). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 268: 937 – 940.



- LOSANTOS, M. (1988): Structure of the Pallaresa Dome (Central Pyrenees). *Abstracts Symposium on the Geology of Pyrenees and Betics*, Barcelona, 47.
- MARGALEF, A. (2015): Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 172 p.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1130/b31316.1>
- MATTE, PH. (1969): Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 268: 1841-1844.
- MATTE, PH. y MATTAUER, M. (1987): Hercynian orogeny in the Pyrénées was not a rifting event. *Nature*, 325: 739-740.
- MATTE, PH. y XU ZHI, Q. (1988): Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China. *Geologische Rundschau*, 77(1): 227 – 238.
- MAUREL, O., RESPAUT, J. P., MONIE, P., ARNAUD, N. y BRUNEL, M., (2004): U-Pb emplacement and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France) U-Pb emplacement and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France): *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12): 1091-1098.
- MEY, P. H. W. (1967): The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.
- MUÑOZ, J. A. (1988): Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. *Guía de campo*. Sociedad Geológica de España y Societe Geologique de France, 35 p.
- MUÑOZ, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS – Pyrenees crustal balanced cross – section. In: McClay, K.R. (ed.). *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London: 235 – 246.
- PÉREZ-CÁCERES, I., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y RUBIO-ORDÓÑEZ, A. (2012): Structure and metamorphism of the Axial Zone of the Pyrenees in the south-western sector of the Lys-Caillaouas massif (Huesca, Spain). *Géologie de la France*, 1: 159-160.
- PÉREZ-CÁCERES, I. (2012): *Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo del Lys-Caillaouas (Huesca, España)*. Trabajo fin de Máster, Universidad De Oviedo, 48 p.
- POBLET, J. (1991): *Estructura herciniana i alpina del Vessant sud de la zona Axial del Pirineu Central*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 604 p.
- POBLET, J. y CASAS, J.M. (1993): Variscan extension in the Pyrenees (comment). *Tectonics*, 12: 1479 – 1481.
- POUGET, P. (1991): Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bossots dome (French – Spanish central Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 148: 299.
- POUGET, P., LAMOUREUX, C., DAHMANI, A., DEBAT, P., DRIOUCH, Y., MERCIER, A., SOULA, J.C. y VEZAT, R. (1989): Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. *Geologische Rundschau*, 78: 537 – 554.
- 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.
- SOLÉ J., SOLER, A., PALAU, J., ESPÍNOLA, M. y DELGADO, J. (1997): Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados en As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el hercínico de los Pirineos centrales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*: 77 – 78.

- SOLIVA, J., SALEL, J. F. y BRUNEL, M. (1989): Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrénées). *Geologie en Mijnbouw*, 68: 357 – 366.
- SOULA, J. C., DEBAT, P., DERAMOND, J. y POUGET, P. (1986): A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 115 – 147.
- VALENZUELA-RÍOS, J. I., LIAO, J.-C., CLARIANA, P. y GIL, I. (2009): Devonian Conodonts from the Tor – Casamanya Synclorium (Andorra); a preliminary report. *Permophiles*, 53 (1): 50.
- VAN DEN EECKHOUT, B. y ZWART, H. J. (1988): Hercynian crustal scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16: 135-138.
- VISSERS, R. L. M. (1992): Variscan extensión in the Pyrenees. *Tectonics*, 6: 1369 – 1384.
- WICKHAM, S. M. y OXBURGH, E. R. (1985): Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318: 330-333.
- WICKHAM, S. M. y OXBURGH, E. R. (1986): A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 53-69.
- ZANDVLIET, J. (1960): The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France / Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 1-127.
- ZWART, H. J. (1965): “Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. Esc. 1: 50000”. *Leidse Geologische Mededelingen*, 33: 191-254.
- ZWART, H. J. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1-74.