



Universidad de Oviedo



TRABAJO FIN DE MÁSTER

**ESTRUCTURA DE LA PARTE
MERIDIONAL DEL DOMO DEL GARONA
Y SU RELACIÓN CON EL
METAMORFISMO**

Zona Axial Pirenaica

MÁSTER OFICIAL EN RECURSOS
GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

BEATRIZ GONZÁLEZ SANTANO

Julio , 2015

D. BEATRIZ GONZÁLEZ SANTANO, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “ESTRUCTURA DE LA PARTE MERIDIONAL DEL DOMO DEL GARONA Y SU RELACIÓN CON EL METAMORFISMO (ZONA AXIAL PIRENAICA)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 13 de Julio de 2015



Fdo. Beatriz González Santano

El Dr. JOAQUÍN GARCÍA SAN SEGUNDO, Profesor Titular, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “ESTRUCTURA DE LA PARTE MERIDIONAL DEL DOMO DEL GARONA Y SU RELACIÓN CON EL METAMORFISMO (ZONA AXIAL PIRENAICA)”, realizado por D. BEATRIZ GONZÁLEZ SANTANO, y autoriza su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 13 de Julio de 2015



Fdo. Joaquín García San Segundo

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero darle las gracias al director de este Trabajo Fin de Máster, Joaquín García Sansegundo, por mostrar su confianza en mí, incluso cuando el trabajo me dominaba y no al contrario. Gracias por todo lo que me has enseñado, tu entusiasmo y tu pasión por la geología me ha hecho disfrutar de la realización de este trabajo desde el principio. También quiero dar las gracias a Álvaro Rubio, por su ayuda con la petrología.

No puedo olvidar a mi antiguo profesor Juan Eugenio, por descubrirme la geología y animarme a aventurarme en este camino.

Quiero agradecer a mis amigos Cecilia, Marta, José Luis, Mario e Ismael, el ánimo y apoyo constante que he recibido en esta última etapa del trabajo y también darles las gracias por los años que hemos compartido juntos en esta facultad. Gracia también a Pedro por sus ánimos y comprensión.

Finalmente y no por ello menos importante, quiero dar las gracias a mi familia, a mi abuela y en especial a mi madre que como ella bien dice, ahora, también es geóloga.

INDICE

AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	6
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	7
1.3. ANTECEDENTES	10
1.4.OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	11
2. ESTRATIGRAFÍA.....	15
1.1.SERIE DE JUJOLS	15
1.2.CONGLOMERADOS DE LA FORMACIONES RABASSA Y CAVA	16
1.3.FORMACIÓN ESTANA.....	16
1.4.FORMACIÓN ANSOBELL	17
1.5.AMPELITAS SILÚRICAS	17
1.6.CALIZA BASAL.....	18
1.7.SERIE DE ENTECADA	19
1.8.ARENISCAS DE LAS BORDAS	19
1.9.GRANITO DE BOSSOST	20
3. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO.....	23
3.1.ESTRUCTURA	23
3.1.1.CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	23
3.1.2.SECUENCIA DE DEFORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS	24
I.ESTRUCTURAS PRE-VARISCAS:.....	24
II.ESTRUCTURAS VARISCAS D1:.....	24
III.ESTRUCTURAS VARISCAS D2:.....	25
IV.ESTRUCTURAS VARISCAS D3:	27
V.ESTRUCTURAS ALPINAS:.....	29
3.2.METAMORFISMO Y MICROESTRUCTURAS.....	31
3.2.1.RELACIONES BLÁSTESIS - DEFORMACIÓN	33

4.	INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	37
5.	CONCLUSIONES.....	41
6.	REFERENCIAS	44

RESUMEN

El presente trabajo se realiza en el Domo de Bossost, centrado en la parte meridional del Domo del Garona, situado en la parte central de la Zona Axial pirenaica, donde dominan las estructuras y metamorfismo variscos. Con este estudio se pretende contribuir a una ampliación en el conocimiento de los diferentes eventos variscos, tanto ígneos, metamórficos como estructurales que han tenido lugar en la zona de estudio, estableciéndose el orden cronológico de formación de las estructuras y su relación con el metamorfismo, con base en las relaciones metamorfismo – deformación observadas. Para alcanzar este objetivo, se ha elaborado un mapa geológico a escala 1: 10.000, se han realizado varios cortes geológicos y se ha llevado a cabo el estudio microscópico de varias muestras.

La sucesión estratigráfica de la zona estudiada tiene una potencia total de unos 1.800 m, y está constituida por materiales del Paleozoico inferior y medio. Esta sucesión se divide en tres tramos bien diferenciados:

- La serie presilúrica constituida por materiales siliciclásticos, principalmente alternancias de areniscas y pizarras con algún tramo carbonatado disperso.
- El Silúrico, formado por pizarras negras.
- La serie devónica donde aumenta el carácter carbonatado de la sucesión respecto a las unidades anteriores y se encuentran en alternancia con tramos siliciclásticos.

Dentro de la zona de estudio se ha reconocido una discordancia angular en la base del Ordovícico superior, relacionable con un evento extensional, caracterizado por: (i) el desarrollo de una foliación pre-varisca (S_e) que aparece afectando únicamente a materiales previos al Ordovícico superior y (ii) la presencia de mineralizaciones Pb – Zn, en zonas próximas, originados por la circulación hidrotermal de fluidos a través de fracturas extensionales.

Por otro lado, atendiendo a criterios de superposición de estructuras se han identificado tres eventos de deformación Varisca:

- × **Estructuras Variscas D1:** Son las estructuras predominantes en el Domo del Garona, corresponden a pliegues de dirección E-W, tienen vergencia al Norte y llevan asociada la foliación principal del dominio (S_1).
- × **Estructuras Variscas D2:** Son las predominantes en el Sinclinorio del Valle de Arán, corresponden a cabalgamientos y pliegues asociados de dirección E-W, subverticales y con vergencia Sur. Asociada al plano axial de estos pliegues se desarrolla una foliación subvertical que es la dominante en este dominio.

- × **Estructuras Variscas D3:** localizadas en zonas próximas a la intrusión del Granito de Bossost, son estructuras relacionadas con una zona de cizalla y, entre ellas, se reconoce la rotación de porfidoblastos, estructuras S - C y el desarrollo de una foliación S3.

Los dos primeros eventos de deformación Varisca (D1 y D2) están relacionados con un régimen compresivo que origina el desarrollo de pliegues, foliaciones tectónicas y cabalgamientos. Entre ambos eventos se produce un primer pulso magmático en el cual tiene lugar la intrusión de pequeños diques aplíticos de escala métrica, en muchos casos intruidos paralelamente a la foliación S1, y que parece conllevar el aumento del grado metamórfico entre los dos eventos compresivos principales. El evento D3 de deformación, se desarrolla bajo un régimen extensional en la última etapa de la orogenia Varisca. El desarrollo de las estructuras D3 se produce durante el clímax del metamorfismo y se relaciona con la deformación por cizalla contemporánea con la intrusión del Granito de Bossost.

ABSTRACT

This work is done in the Dome of Bossost, centred in the southern part of the Garona Dome, located in the central part of the Pyrenean Axial Zone, where dominate Variscan structures and metamorphism. This study aims to contribute to an expansion in the knowledge of different Variscan igneous, metamorphic and structural events, which have occurred in the study area, establishing the chronological order of formation of the structures and their relationship with the metamorphism, based on relationships metamorphism - deformation observed. A geological map (scale 1:10.000) and some geological cross-sections were constructed. Also, it was made a microscopic examination of several samples taken in the field.

The stratigraphy succession is 1,800 m thick. It is formed by low and middle Palaeozoic rocks. This succession is divided in three different sections:

- The Presilurian set is formed by siliciclastic rocks, principally with an alternation of sandstones and slates with some disperse carbonates.
- The Silurian set is formed by black slates.
- The Devonian set has an increase of the carbonate succession, with respect to the two other set. The carbonates are alternate with siliciclastic rocks.

In the study area has been recognized an angular unconformity at the base of the upper Ordovician relatable to an extensional event, characterized by: (i) the development of a pre-Variscan foliation (S_e) that appears to affect only previous Ordovician rocks above and (ii) the presence of mineralization Pb - Zn, in neighboring areas, caused by the hydrothermal fluid flow through extensional fractures:

On the other hand, according to overlapping structural criteria they have been identified three events of Variscan deformation:

- × D1 Variscan structures: These structures dominate the Garona Dome, they consist on northverging E-W folds and S1 foliation associated.
- × D2 Variscan structures: They are predominant in the southern domain, they consist on E-W upright and southverging folds, and foliation S2 associated to the axial plane of the folds.
- × D3 Variscan Structures: They are located in areas close to the intrusion. They are typical shear deformation structures: porphyroblasts rotation, S-C structures and S3 foliation.

The first two Variscan deformation events (D1 and D2) are related to a compression regime that causes the development of folds, tectonic foliation and thrusts. Between the two events a magmatic pulse occurred and an intrusion of small (metric) aplitic dikes were released. This event produced an increase of the metamorphic grade in the surrounding areas. Finally, the D3 event was developed under an extensional regime in the last stage of the Variscan orogeny. The development of structures D3 occurs at the climax of metamorphism and is related to shear deformation due to the Bossost granitic intrusion.



INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se localiza en los Pirineos centrales, en la comarca del Valle de Arán, al NW de la provincia de Lleida. Esta limita al Oeste y al Norte con los departamentos franceses de Haute Garonne y Arriège, al Sur con la comarca de Alta Ribagorza y al Este con la de Pallars Sobirà. El río Garona, que vierte sus aguas al océano Atlántico, nace al NE del Valle de Arán y atraviesa la zona de estudio discurriendo a su paso por las poblaciones más importantes: Salardú, Artiés, Vielha, Bossost y Les.

El área estudiada presenta un relieve abrupto, con desniveles importantes. En la parte central se encuentran la Sierra de Montludé, donde el pico del mismo nombre presenta la altura máxima en este sector con 2.518 m y la Sierra de Guarbes con los 2.341 m de altitud del Tuc de Guarbes. Al Oeste de la zona de estudio, paralelamente el cauce del río Garona, la cresta fronteriza entre Lleida y Francia se extiende con dirección N-S, siendo las cumbres de mayor altitud, el Tuc de Poilaner (2.214 m), Pic Campasaure (2.139 m), Montagut (2.148 m) y el Pic d'Arres (2.114 m).

Debido al modelado glaciar, existen amplios valles transversales al río Garona, destacando así el valle de San Joan de Torán al Norte, con dirección aproximada E-W, surcado por el río Torán y el Val de Varrados al SE de la zona de estudio.



Figura 1.1: Situación geográfica de la zona de estudio.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra situada en la cordillera pirenaica, limitando al Norte con la cuenca de Aquitania y al Sur con la del Ebro. Los Pirineos se extienden a lo largo de 415 km en dirección E-W y su anchura es de 100 km, alcanzando los 150 km en su parte central. La zona estudiada, se sitúa en la parte central de la cordillera (Fig. 1.2), enmarcada en la hoja topográfica a escala 1: 50.000 del Mapa Geológico de España hoja nº118bis-148 Canejan - Vielha (García-Sansegundo & Ramírez Merino, 2013).

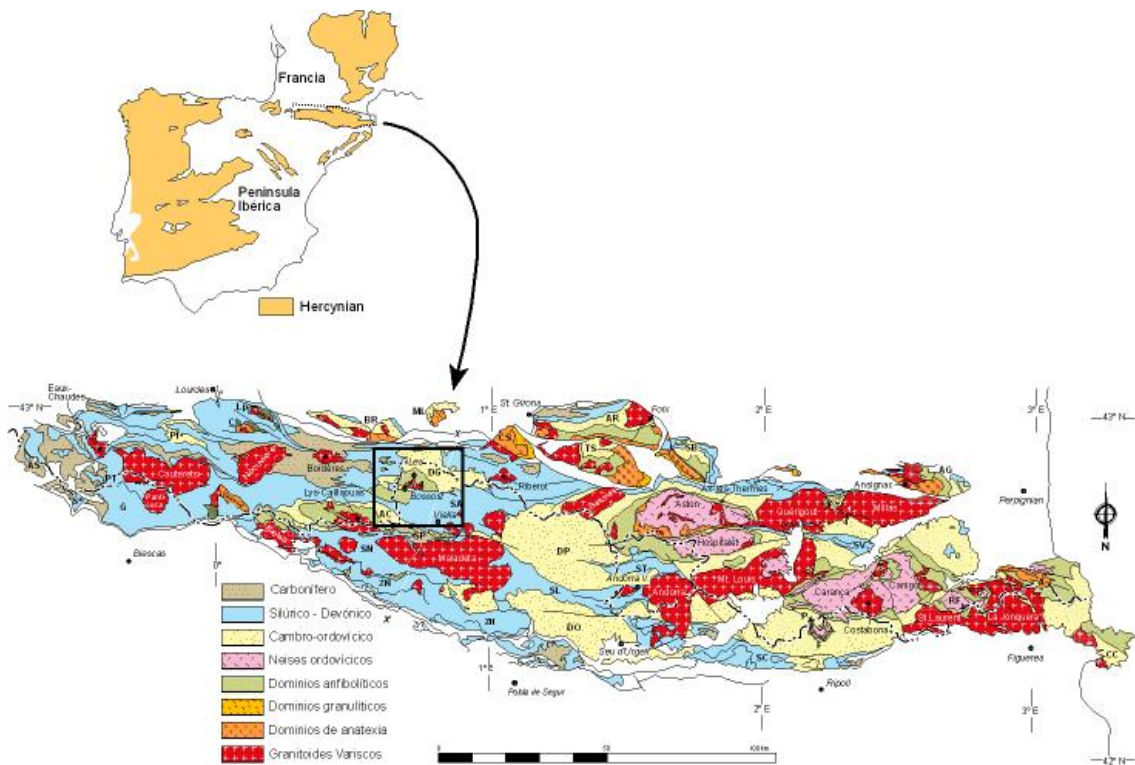


Figura 1.2: Situación geológica de la zona de estudio. Modificado de (Autran & García-Sansegundo, 1996).

La cordillera pirenaica, es el resultado de la colisión entre el borde S de la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica, cuya formación tuvo lugar durante la orogenia alpina, entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior.

Tradicionalmente, la cordillera ha sido dividida en tres zonas (Pierre Choukroune & Séguret, 1973): La Zona Norpirenaica, la Zona Axial y la Zona Surpirenaica.

- La **Zona Norpirenaica** está compuesta por rocas mesozoicas, terciarias y paleozoicas deformadas por estructuras alpinas con vergencia Norte. Su límite norte está determinado por el cabalgamiento frontal norpirenaico. Al Sur, la falla Norpirenaica marca el límite con la Zona Axial.
- La **Zona Axial** está constituida por un extenso afloramiento de rocas paleozoicas deformadas por estructuras alpinas de vergencia Sur que conforman un apilamiento antiformal cuyo núcleo se sitúa al Sur de la Zona Axial.
- La **Zona Surpirenaica**, se sitúa al Sur de la Zona Axial y su límite meridional lo marca el cabalgamiento frontal surpirenaico. Esta zona está constituida por materiales mesozoico – terciarios deformados por cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el Sur.

El presente trabajo corresponde a un área de la Zona Axial pirenaica, que comprende el sector meridional de la unidad del Domo del Garona (De Sitter & Zwart, 1962; Zwart, 1962) y el sector septentrional del Sinclinorio del Valle de Arán (De Sitter & Zwart, 1962; Zwart, 1962). En el Domo del Garona, afloran materiales presilúricos que se caracterizan por presentar una foliación subhorizontal desarrollada bajo importantes condiciones de deformación dúctil, asociada a un metamorfismo varisco que llegó a alcanzar condiciones de alto grado. En el Sinclinorio del Valle de Arán, afloran materiales silúricos y devónicos deformados por pliegues de dirección E-W y verticalizados, a los que va asociada una foliación de plano axial desarrollada bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado. Ambos dominios estructurales han sido tradicionalmente denominados como *Infraestructura* y *Supraestructura* respectivamente con base en la posición de la foliación principal y el grado metamórfico (Zwart, 1963b).

Las investigaciones sobre la estructura en profundidad de la cordillera pirenaica se apoyan en medidas gravimétricas y en la adquisición de perfiles sísmicos. Así, en la Zona Axial pirenaica se detecta una anomalía gravimétrica negativa que trasciende la escala global y refleja la existencia de un engrosamiento de la corteza bajo la cordillera (Teixell, 1998), lo cual ha sido corroborado por el primer perfil sísmico, ECORS – Pirineos (Choukroune, 1989; Choukroune & ECORS Pyrenees, 1988), que atraviesa la cordillera pirenaica de Norte a Sur, a lo largo del Noguera – Pallaresa, situado al Este de la zona de estudio (fig.1.3). Los resultados

obtenidos, han servido para la elaboración de nuevos cortes geológicos como los que se muestran en la figura 1.4.

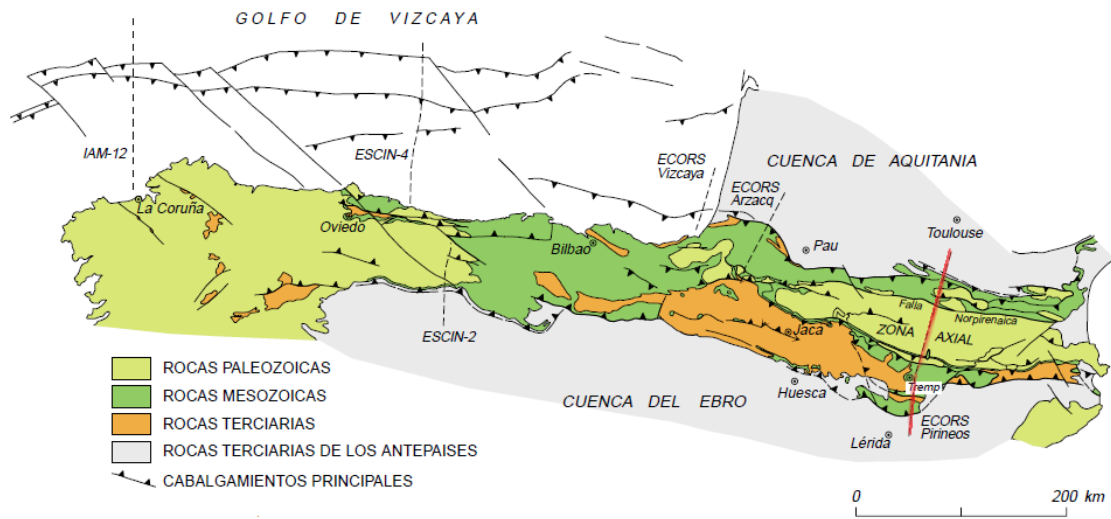


Figura 1.3: Esquema geológico del Pirineo. Localización del Perfil ECORS-Pirineos. Tomado de (Teixell, 2000)

Los cortes a y b de la figura 1.4 muestran que la estructura cortical profunda es asimétrica, donde la corteza Ibérica subduce parcialmente bajo la Europea y desarrolla un apilamiento antiformal, en forma de abanico, con doble vergencia, que conlleva el engrosamiento y elevación del basamento paleozoico en la Zona Axial, donde los cabalgamientos convergen en profundidad.

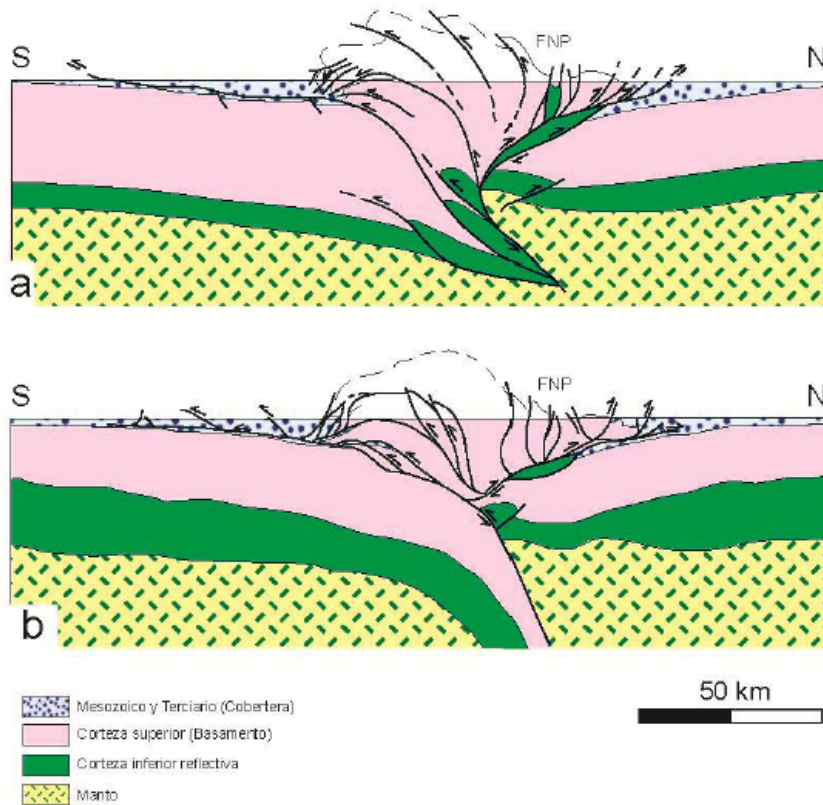


Figura 1.4: Corte geológico perfil sísmico ECORS - Pirineos. A) Según Roure et al. (1989) modificado por Choukroune, (1990) B) Según Losantos et al., (1988), modificado por (Muñoz, 1992).

1.3. Antecedentes

Las primeras referencias acerca del estudio geológico de los Pirineos datan de la segunda mitad del siglo XIX. Sin embargo no fue hasta la segunda mitad del XX, tras segunda guerra mundial, cuando se intensifican los trabajos y la escuela holandesa de Leiden lleva a cabo la cartografía geológica de los Pirineos centrales a escala 1: 50.000, aportando datos relativos a la estratigrafía, estructura, metamorfismo y edad de los materiales a partir de estudios paleontológicos. Entre los autores más relevantes destacan Kleismiede, (1960), De Sitter & Zwart, (1962); Hartevelt, (1970); Zwart, (1963a, 1963b) y Mey, (1967), trabajos que han sido sintetizados por Zwart, (1979). Contemporáneamente, han sido elaborados numerosos trabajos a cargo de diferentes escuelas francesas, como la escuela de Toulouse (Soula et al., 1986; Majesté-Menjoulas, 1979) y la de Montpellier (Matte, 1969; Séguret & Proust, 1968). Posteriormente, se incorporó al estudio de la Zona Axial las escuelas de Barcelona (Carreras et al., 1996; Muñoz, 1992).

En el Domo del Garona, la sucesión estratigráfica ha sido estudiada por García-Sansegundo & Alonso (1989), Kleismiede (1960), Mey (1967, 1968), y los afloramientos de rocas leucograníticas en este sector fueron caracterizados por Zwart (1958, 1962) y De Sitter y Zwart (1962), quienes centraron su estudio, principalmente, en la caracterización de los procesos metamórficos regionales. Por otro lado, García-Sansegundo, (1992, 1996) elabora un estudio tectónico entre Valle de Arán y la Alta Ribagorça y establece una correlación entre las estructuras más características de este sector y el resto de la Zona Axial pirenaica. Más recientemente García-Sansegundo & Ramírez Merino (2013) elaboraron el mapa geológico a escala 1: 50.000 perteneciente a la serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España en el que recopilaban datos de trabajos anteriores y supuso una mejora en el conocimiento de la estructura de la zona.

Recientemente, autores como García-Sansegundo et al. (2004, 2014) pusieron en evidencia la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico superior, que relacionaron con las mineralizaciones de Pb-Zn existentes en la zona, con la existencia de fracturas extensionales ordovícicas y con el desarrollo de un clivaje prevarisco.

1.4. Objetivos y metodología

El presente trabajo consiste en el estudio geológico de un sector situado en la parte central de la Zona Axial, la cual atraviesa la parte meridional del Domo del Garona y la parte septentrional del Sinclinorio del Valle de Arán. En particular, el trabajo se centra en la caracterización de las estructuras observables en cada dominio y en la zona de transición, con el objetivo de establecer una secuencia de deformación de las estructuras. Además, el estudio de las relaciones metamorfismo – deformación permiten así, establecer el orden cronológico de formación de las estructuras y su relación con el metamorfismo.

Para alcanzar estos objetivos se ha llevado a cabo la siguiente metodología de trabajo: (i) análisis de trabajos previos, (ii) trabajo de campo, (iii) trabajo de laboratorio y (iv) tratamiento de datos.

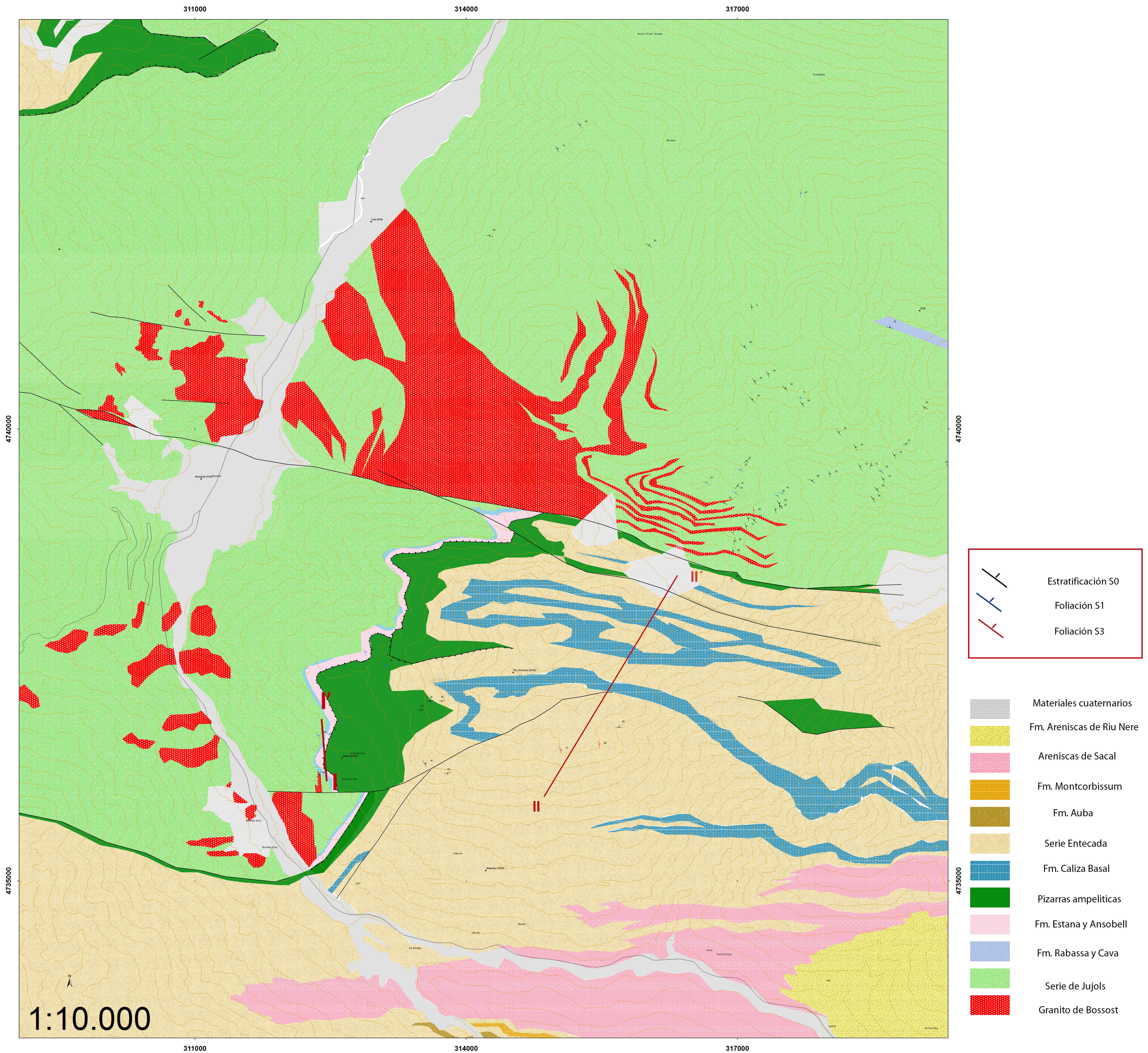
- i. La fase inicial del trabajo ha consistido en una revisión bibliográfica sobre aspectos geológicos de la zona de estudio.
- ii. Los trabajos de campo han consistido en verificar y completar la información existente sobre el terreno. Para ello, se han tomado un total de 6 muestras para su posterior estudio en lámina delgada. Asimismo, se han elaborado detalladamente algunos cortes geológicos en los que se observan claramente la relación entre las estructuras de los diferentes episodios de deformación.
- iii. En el laboratorio se ha realizado el estudio de las láminas delgadas obtenidas a partir de las muestras recogidas en campo. También se ha llevado a cabo, la revisión de

datos de campo y láminas delgadas tomadas previamente por otros autores (García-Sansegundo & Ramírez Merino, 2013). Con ello, se han estudiado las microestructuras, las relaciones blástesis- deformación y el crecimiento de porfidoblastos.

- iv. Esta información ha permitido realizar la caracterización geológica de la zona. En primer lugar, se ha elaborado un mapa geológico de la zona de estudio, a escala 1: 10.000 mediante un sistema de Información Geográfica (ArcGis) (fig.1.5). A partir de la cartografía se ha realizado un corte geológico general (fig. 1.6) que muestra las estructuras más relevantes. Además, se ha realizado un corte geológico detallado en la carretera Vielha – Villamós, próximo a la localidad de Arres de Sus. Finalmente, el estudio microscópico ha permitido establecer la secuencia de deformación y su relación con el metamorfismo.

Figura 1.5

MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR MERIDIONAL DEL DOMO DEL GARONA



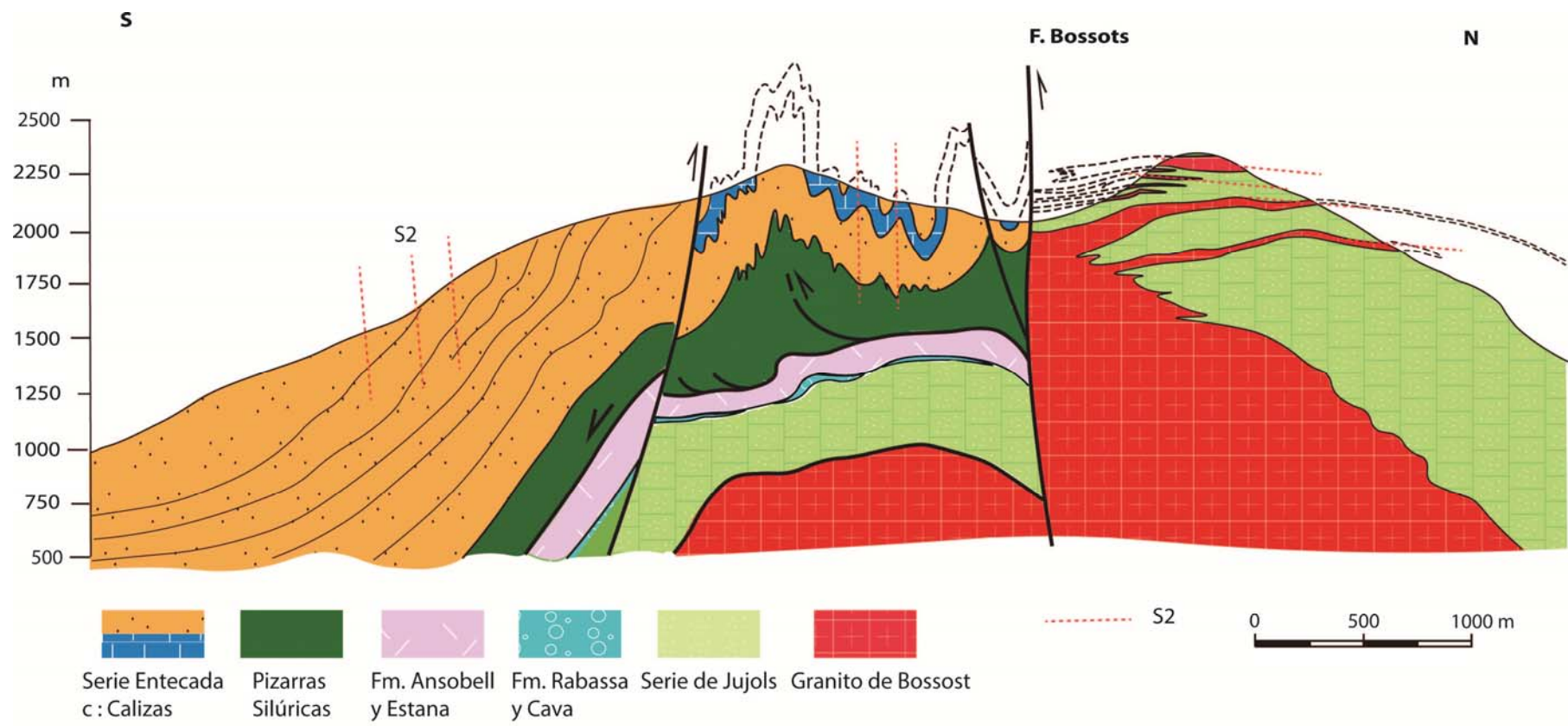


Figura 1.6: Corte geológico general I-I'.



ESTRATIGRAFÍA

2. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica de la zona de estudio está formada por materiales Paleozoicos de edades comprendidas entre el Cámbrico – Ordovícico y el Devónico. Como se observa en el mapa geológico (fig.2.5), los materiales de edad cámbrico - ordovícica afloran al Norte y Noroeste de la zona de estudio. Estas rocas están constituidas por alternancias decimétricas de cuarcitas y pizarras, correspondientes a la Serie de Jujols. Hacia el Sur y Sureste de la zona de estudio, se encuentran materiales progresivamente más modernos, encontrándose en el techo de la serie areniscas con estructuras sedimentarias de la Formación Riu Nere, cuya edad es Fameniense. Para un mejor seguimiento de la descripción de las unidades litológicas que se describirán a continuación, la figura 2.3 ilustra la sucesión estratigráfica definida para la zona de estudio, cuya potencia total es de unos 1.800 m.

SUCESIÓN CAMBRO-ORDOVÍCICA

Esta sucesión incluye la Serie Jujols descrita por Cavet (1957), en la base, y suprayacentes se encuentran las formaciones del Ordovícico Superior (Hartevelt, 1970). En el Valle de Arán esta sucesión estratigráfica ha sido estudiada por varios autores (García-Sansegundo & Alonso, 1989; Hartevelt, 1970; Kleismiede, 1960; Mey, 1968; Zwart, 1979) y está constituida fundamentalmente por materiales siliciclásticos a excepción de una unidad intercalada en la Serie de Jujols, de origen calcáreo, denominada Caliza de Bentaillou (Durand & Raguin, 1943). También, en la parte alta de esta sucesión aflora otro delgado nivel calcáreo, denominado por Kleismiede (1960) como Caliza Sandwich y que es equivalente a la Formación Estana (Hartevelt, 1970) en los Pirineos orientales. No se conoce con exactitud la edad de los materiales por la ausencia de fósiles debido al intenso metamorfismo. Sin embargo, se puede estimar la edad de algunas formaciones por sus similitudes con otras unidades datadas en áreas vecinas.

A continuación se describen, de muro a techo, las unidades que componen esta sucesión:

1.1. Serie de Jujols

Fue definida por Cavet, (1957) y estudiada por García-Sansegundo & Alonso (1989) en el Domo del Garona. La sucesión está constituida por tres miembros. En la base, la Serie de Urets, formada por alternancias de areniscas y pizarras, y la Caliza de Bentaillou, constituida por calizas blancas y masivas. El miembro superior corresponde a la Serie Orlá que está compuesta por materiales siliciclásticos de alternancias decimétricas de cuarcitas y pizarras. Se le atribuye edad Cámbrico - Ordovícico (Cavet, 1957), si bien, Laumonier (1988) atribuye esta serie al Ordovícico inferior.

La potencia de esta unidad varía debido a encontrarse bajo las capas discordantes del Ordovícico superior, si bien, el máximo espesor se encuentra en el puerto de Orlá, al NE de la zona de estudio, donde alcanza los 400 m.

1.2. Conglomerados de la formaciones Rabassa y Cava

Estas formaciones fueron descritas por Hartevelt (1970) en la parte central de la Zona Axial pirenaica y equivalen a los conglomerado de Mall de Bulard descritos por García-Sansegundo & Alonso (1989) en el Domo del Garona.

De base a techo, esta unidad está compuesta por: (i) conglomerados poligénicos, con abundante matriz, y numerosos cantos cuarcíticos, y (ii) microconglomerados o areniscas de grano grueso, compuestos por clastos cuarcíticos dispersos en una matriz sericítica o calcárea. Este miembro superior es el único que aflora en la zona de estudio. Dentro de los niveles arenosos se han encontrado granos de cuarzo con bordes corroídos, lo que sugiere una participación volcánica (García-Sansegundo, 1992).

En sectores más orientales de la Zona Axial, los conglomerados de la Formación Rabassa han sido atribuidos al Caradoc (Hartevelt, 1970).

En la zona de estudio, esta unidad tiene unos 30 metros de espesor y se encuentra discordante sobre la Serie de Jujols (García-Sansegundo et al., 2004). Estos mismos autores han interpretado esta discordancia como el resultado de un evento extensional previo al Ordovícico superior.

1.3. Formación Estana

La Formación Estana fue denominada “Caliza Sándwich” por Kleismiede (1960), por tratarse de una unidad carbonatada dentro de una sucesión siliciclástica y fue definida por Hartevelt (1970) en sectores situados más al Este de la zona de estudio. La Formación Estana está constituida por alternancias de pizarras y calizas y se le atribuye una edad Caradoc superior con base en su contenido fósil (Hartevelt, 1970). El espesor de esta unidad es muy reducido, aflorando al Oeste de la zona de estudio con unos 10 m de espesor máximo que varía a lo largo de su trazado.



Figura 2.1: Vista del afloramiento de la Fm. Estana. Las capas se encuentran deformadas por un pequeño cuerpo granítico intruido en la parte inferior de la imagen.

1.4. Formación Ansobell

Esta Formación fue descrita por Hartevelt (1970) y denominada Capas de Liat por García-Sansegundo & Alonso (1989) para el sector del Domo del Garona. Esta unidad, de unos 20 a 30 m de espesor, se compone de pizarras grises con intercalaciones milimétricas de areniscas de grano fino. En el techo de la Formación aparece, en ocasiones, una capa brechoide de 20 a 40 cm de espesor que contiene clastos de calizas y que se ha relacionado con un episodio glaciar Hirnantense que provocó una brusca caída del nivel del mar (Gil-Peña et al., 2001).

La edad de los materiales, por correlación con otras zonas, es Asghill (Hartevelt, 1970).

SILÚRICO

1.5. Ampelitas Silúricas

El Silúrico en los Pirineos se caracteriza por el desarrollo uniforme de pizarras negras carbonaceas, fácilmente reconocibles en el campo (Zwart, 1979). Por su composición, presenta un comportamiento incompetente deformándose con facilidad y actuando como nivel de despegue de numerosos cabalgamientos.

Esta unidad ha sido ampliamente estudiada por diversos autores, si bien, fue Dégardin, (1977, 1978) quien estudió más ampliamente las pizarras en la zona de Benasque.

Los materiales que la forman son lutitas ampelíticas negras con abundante pirita. Su sedimentación se ha producido de forma lenta, en condiciones marinas anóxicas (Zwart, 1979). Se le atribuye edad Llandoveryense medio – superior, con base en su contenido en graptolites. Su espesor no se conoce con exactitud a causa de las superficies de despegue que acortan o repiten serie. Sin embargo, en zonas con poca deformación, como Sierra Negra ubicada al sur de la zona de estudio, se estima que la potencia de la unidad es de unos 200 m (García-Sansegundo, 1992).



Figura 2.2: Aspecto de la formación Ampelitas silúricas.

DEVÓNICO

Estas rocas fueron estudiadas por Snoep (1956), y posteriormente por Kleismiede (1960), quien estableció la sucesión estratigráfica del Devónico pirenaico que caracteriza la “Facies Central” (Mey, 1968).

En el Valle de Arán, la sucesión estratigráfica es fundamentalmente siliciclástica a excepción de la parte baja, donde afloran la Caliza Basal, miembro inferior de la unidad, y otros niveles de pizarras y calizas situados por encima de ella.

De muro a techo, las unidades que componen la sucesión estratigráfica del Devónico son las siguientes:

1.6. Caliza basal

Esta unidad fue definida por Kleismiede (1960) en el Valle de Arán, concretamente en el pico Montpius, situado al S de la zona de estudio. La Caliza Basal está compuesta por calizas

grises masivas con intercalaciones de lutitas, ricas en chert y frecuentemente dolomitizadas (García-Sansegundo, 1992). La ausencia de fósiles hace imposible conocer la edad de los materiales con certeza, sin embargo, en áreas próximas existe una caliza equivalente, cuya edad es Praguense – Emsiense, según indica su contenido en conodontos (Palau & Sanz, 1989).

El espesor de la unidad es de unos 150 m, aunque frecuentemente se encuentra afectada por fallas por lo que su espesor puede variar de unas zonas a otras.

1.7. Serie de Entecada

Esta Serie fue descrita por Kleismiede (1960) y denominada Pizarras y calizas de Barradós por García-Sansegundo (1992) en el sector norte del Valle de Arán, zona del presente estudio.

Esta unidad, tiene unos 300 a 470 metros de espesor y está formada por lutitas negras o gris oscuro, con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano fino. Se encuentran, de manera aislada, capas centimétricas a métricas de calizas fosilíferas con alto contenido en chert y pirita.

La edad del techo de la unidad, con base en su contenido en conodontos, es Givetiense Superior (García-López et al., 1991).

1.8. Areniscas de las Bordas

Estos materiales afloran en el núcleo del Sinclinorio del Valle de Arán. La sucesión es principalmente lutítico – arenosa a excepción de la unidad carbonatada, denominada Caliza de Montcorbissum, y otros niveles carbonatados dispersos de escaso espesor. Se encuentra constituida por cuatro tramos diferenciados por García-Sansegundo (1992), que de muro a techo se describen a continuación:

1.8.1. Areniscas de Auba

Definida por García-Sansegundo (1992), y equivalentes a la unidad “Areniscas litorales” de Kleismiede (1960), por el medio sedimentario donde se depositaron. Está constituida por alternancias centimétricas de areniscas de grano fino y lutitas. En esta unidad no se han encontrado restos fósiles, por lo que no se conoce la edad exacta de los materiales.

La formación, tiene unos 130 m de espesor, no presenta continuidad y desaparece lateralmente hacia el Oeste.

1.8.2. Caliza de Montcorbissum

Definida por García-López et al. (1991) y García-Sansegundo (1992) en el pico del mismo nombre, situado al Sur de la zona de estudio. Esta unidad está compuesta por calizas grises y blancas de grano fino, frecuentemente dolomitizadas.

El techo de la unidad, con base en la fauna de conodontos, es Frasnense inferior (García-López et al., 1991). El espesor de esta unidad puede alcanzar los 30 metros, aunque es variable, ya que no presenta continuidad lateral y desaparece lo largo de su trazado.

1.8.3. Areniscas de Sa Cal

Estas areniscas fueron definidas por García-López et al. (1991) y García-Sansegundo, (1992) y equivalen a las que Kleismiede (1960) denominó "Areniscas no gradadas". Se reconocen tres tramos dentro de esta formación: en la base, pizarras negras de unos 15 m de espesor, por encima un nivel de cuarcitas de 30 m y en el techo de la unidad afloran 75 m de alternancias de cuarcitas y lutitas de espesor métrico a decimétrico. La unidad completa tiene unos 120 m de espesor que disminuye lateralmente hacia el Oeste hasta desaparecer.

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad, sin embargo, es equivalente a otra que aflora al este, en la parte septentrional del Domo de la Pallaresa, cuya edad es Fameniense con base en fauna de conodontos (Palau & Sanz, 1989).

1.8.4. Areniscas de Riu Nere

Fueron definidas por García-Sansegundo (1992) en el Sinclinorio del Valle de Arán y es equivalente a la unidad "Areniscas gradadas" de Kleismiede (1960), quien la denominó de esta forma por su contenido en estructuras sedimentarias tales como granoclasificación, laminaciones paralela y cruzada, *ripple marks* y *slumps*. Esta unidad aflora en el extremo SE de la zona de estudio, en el núcleo del Sinclinorio del Valle de Arán. Los materiales consisten en capas decimétricas y centimétricas de lutitas verdosas y areniscas de grano fino.

No se conoce la edad de la unidad ya que no se han encontrado restos fósiles, sin embargo, en la zona de Isil, al este del Valle de Arán, aflora una unidad muy similar datada con conodontos como Fameniense (Palau & Sanz, 1989).

1.9. Granito de Bossost

El granito de Bossost aflora en la parte meridional del Domo del Garona y parte central de la zona de estudio. Forma parte de uno de los domos de menor tamaño de la Zona Axial Pirenaica y tiene aproximadamente 35 km de longitud y 15 km de anchura (Mezger y Passchier, 2003). Su composición es leucocrática o pegmatítica, está formado por un cuerpo granítico central y, en sus proximidades, afloran otros cuerpos graníticos de menor tamaño

con morfología de sill, subparalelos a la foliación principal (S1) (García-Sansegundo, 1992). Las rocas más cercanas al cuerpo intrusivo se encuentran afectadas por un intenso metamorfismo de baja presión y alta temperatura, alcanzando la zona de la Estauroлита – Andalucita – Cordierita.

En relación con la intrusión granítica abundan cuerpos de sill intruidos paralelamente a la foliación principal del Domo del Garona. Entre estas intrusiones aparecen algunos cuerpos aplíticos de escala métrica, emplazados en etapas tempranas de la deformación Varisca.

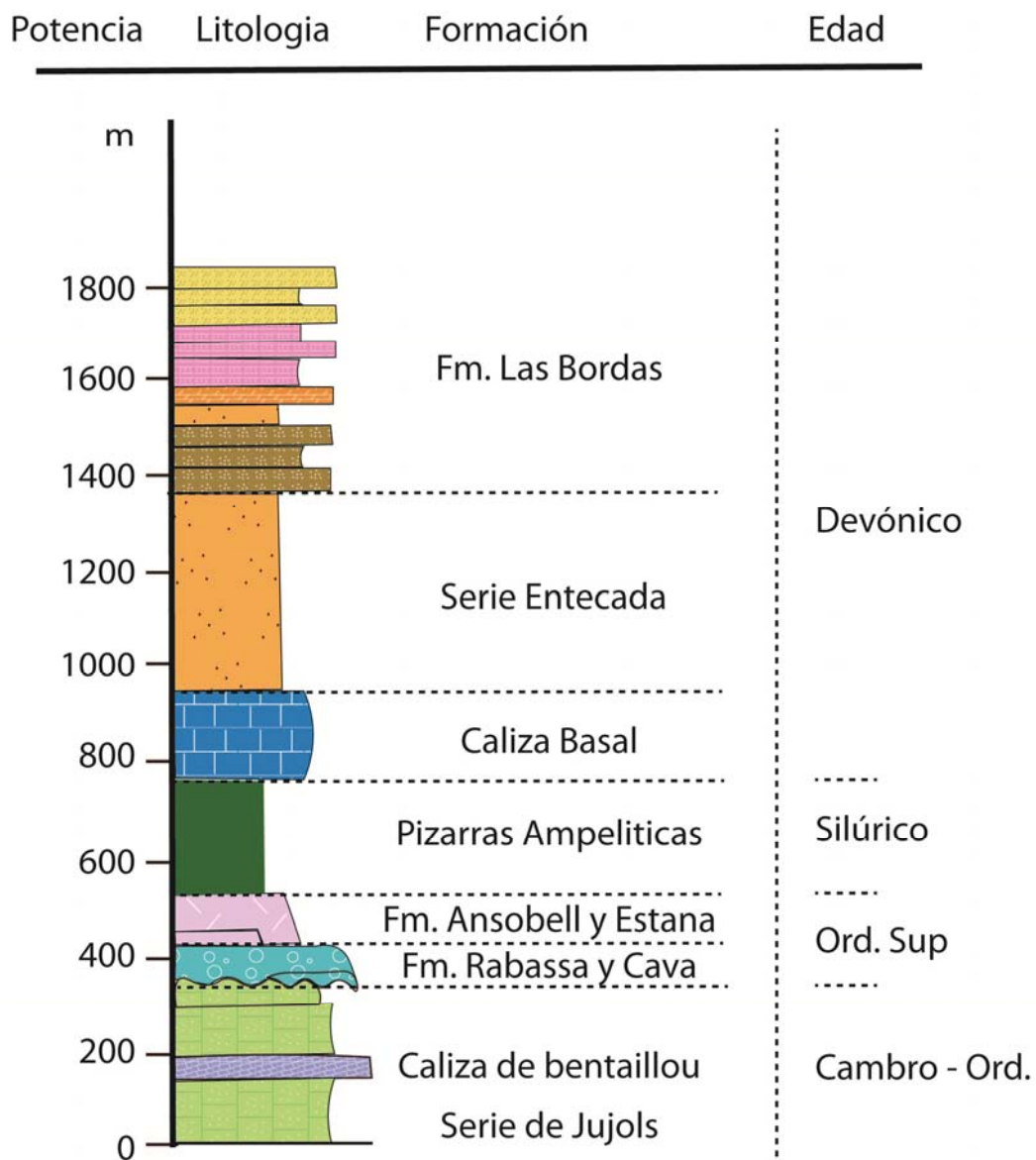


Figura 2.3: Columna estratigráfica correspondiente a la zona de estudio.

ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

3. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

3.1. ESTRUCTURA

La zona de estudio presenta principalmente una deformación varisca, cuyas estructuras son el resultado de la superposición de varias fases de deformación, originadas en contextos tectónicos diferentes. Previamente al desarrollo de las estructuras variscas, se han reconocido estructuras anteriores al Ordovícico superior. Además, a las rocas previamente deformadas durante el ciclo Varisco se superpone la orogenia Alpina, que le confiere una mayor complejidad estructural a la zona estudiada y, en general, a todo el Paleozoico de la Zona Axial Pirenaica. Las fases de deformación varisca y el contexto geológico bajo el que se han desarrollado han sido, en el pasado, y siguen siendo en la actualidad objeto de debate.

En este trabajo se ha realizado un mapa geológico a escala 1: 10.000 y un corte geológico, en los que se observan dos dominios estructurales bien diferenciados. De esta manera, en la zona Norte predominan las estructuras subhorizontales y vergentes al Norte, desarrolladas bajo condiciones metamórficas que llegaron a alcanzar el alto grado, frente al predominio de pliegues verticales y apretados, con un menor grado metamórfico, propio de la zona meridional. Así, el presente trabajo establece una secuencia de superposición estructural, realizado con base en datos de campo, de microscopio y atendiendo al estudio de pliegues y foliaciones.

3.1.1. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

El desarrollo de las estructuras y el proceso metamórfico, como se menciona arriba, es desigual en el área de estudio, por ello, la zona se divide en dos **dominios estructurales**: el dominio del Domo del Garona y el del Sinclinorio del Valle de Arán. Zwart (1963a) denomina a estos dominios *Infraestructura* y *Supraestructura* respectivamente. Desde este punto de vista, las características más destacables de estos dominios, son los siguientes:

- El **Domo del Garona** se encuentra en la parte septentrional del área de estudio (fig. 1.5). Afloran materiales presilúricos, que pueden llegar a estar afectados por un metamorfismo varisco de baja presión y alta temperatura, llegando a alcanzar la zona de la Sillimanita (Zwart, 1963a). La estructura presenta pliegues acostados o fuertemente vergentes al Norte que tienen asociado un clivaje o esquistosidad en posición subhorizontal (S1 y/o S3).
- El **Sinclinorio del Valle de Arán** se sitúa en la parte meridional de la zona de estudio y en él afloran materiales silúricos y devónicos. El metamorfismo en esta zona es de

bajo grado alcanzando las facies de esquistos verdes. Localmente, en los sectores más próximos al granito de Bossost, pueden alcanzarse condiciones metamórficas de grado medio. La serie presenta pliegues variscos de dirección E-W y plano axial vertical, acompañados de una foliación subvertical de crenulación (S2).

El límite entre ambos dominios estructurales se sitúa dentro de los materiales silúricos que afloran en la parte central de la zona de estudio. Estos materiales constituyen un nivel de despegue de los cabalgamientos (García-Sansegundo, 1990, 1992, 1996; Matte, 1969) por su ductilidad y carácter incompetente. Los cabalgamientos se encuentran dirigidos al Sur, convergen hacia la base y hacia el techo desarrollan pliegues de propagación de falla con dirección E-W. La foliación subvertical asociada al plano axial de dichos pliegues deforma a la foliación subhorizontal del Domo del Garona.

3.1.2. SECUENCIA DE DEFORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

A continuación se detalla la secuencia estructural y su evolución:

I. Estructuras pre-Variscas:

Son las primeras estructuras reconocidas y solamente han sido observadas en el Domo del Garona. Estas estructuras presentan una dirección aproximada E – W, están en posición subhorizontal, tienen vergencia Sur y corresponden a un *clivaje pizarroso (S_e)* (García-Sansegundo & Alonso, 1989) y a la discordancia angular existente entre el Ordovícico superior y los materiales subyacentes. La foliación se observa únicamente en materiales previos al Ordovícico superior, por lo que su desarrollo debe estar relacionado con la discordancia, estando ambas asociadas a un episodio extensional pre-Varisco (García-Sansegundo et al., 2004)

II. Estructuras Variscas D1:

Las estructuras D1 son las primeras estructuras variscas en formarse y se originan previamente al clímax del metamorfismo. Estas estructuras se encuentran bien desarrolladas en el dominio septentrional y mucho menos en el dominio meridional. Se caracterizan por presentar pliegues acostados de dirección E – W, con vergencia Norte, no observables en el ámbito de la zona estudiada. Asociado al plano axial de los pliegues se observa un clivaje de crenulación (**S1**), que deforma a la S_e, formado en condiciones de metamorfismo de bajo grado. En zonas con mayor grado metamórfico la S1 se reconoce como una esquistosidad y suele presentarse transpuesta por la foliación S3.

III. Estructuras Variscas D2:

Las estructuras D2, se reconocen bien desarrolladas en el Sinclinorio del Valle de Arán. En el dominio septentrional están ausentes o muy pobremente desarrolladas. Se trata de pliegues derechos y apretados en dirección E – W, que se superponen a las estructuras de primera generación (D1). Asociado al plano axial de los pliegues se encuentra la foliación de crenulación (**S2**), desarrollada en condiciones metamórficas de bajo a muy bajo grado.

Los pliegues D2 y la foliación S2 asociada se desarrollan a partir de los cabalgamientos variscos dirigidos al S despegados de la base de las ampelitas, por tanto, pliegues, cabalgamiento y foliación S2 se consideran estructuras coetáneas. La fig. 3.1 muestra un pliegue antiformal D1, apretado, de tipo similar, con adelgazamiento en los flancos y engrosamiento en las charnelas y con una estructura interna compleja. En los flancos de este pliegue se observan pliegues menores muy apretados de fase 2 con la foliación S2 asociada a su plano axial. Estos pliegues D2 se relacionan con un cabalgamiento próximo, situado por debajo.

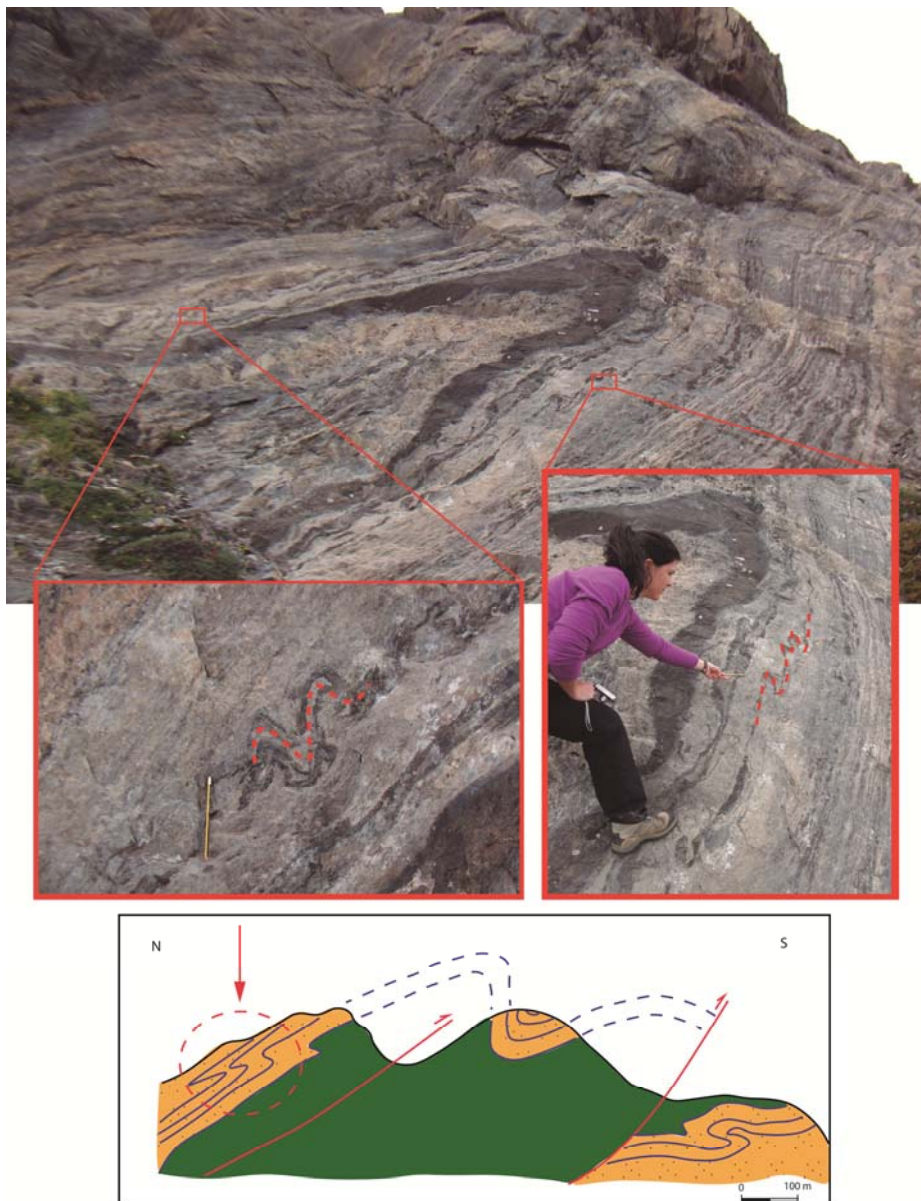


Figura 3.1: Pliegue antiformal D1 deformado por pliegues menores de fase 2 con foliación S2 asociada. Abajo se muestra un corte geológico donde se sitúa el afloramiento.

Entre el desarrollo de las estructuras de las fases D1 y D2 posiblemente tiene lugar un primer episodio metamórfico relacionado con un primer pulso magmático que dio lugar a la intrusión de diques aplíticos, como muestra la figura 3.2. Esta intrusión es discordante con la estratificación, subparalela a la S1 y está cortada por los cabalgamientos y pliegues (D2), por lo que se emplazó previamente a su desarrollo.



Figura 3.2: Dique aplítico cortado por los cabalgamientos (D2).

IV. Estructuras Variscas D3:

Las estructuras Variscas D3 se forman en una estrecha banda de cizalla cuyo límite inferior viene marcado por el propio cuerpo granítico y el límite superior se sitúa en la base de las ampelitas donde se enraízan los cabalgamientos. Por tanto, estas estructuras tienen carácter local y se observan, únicamente, en las proximidades del granito de Bossost. Por ello, se han relacionado con un evento extensional de cizalla ligado a la intrusión del granito (Mezger & Passchier, 2003) que, además, se produce contemporáneamente con el pico metamórfico. Según estos autores, estas estructuras corresponden a una deformación no coaxial, por tanto, la extensión precedió a la intrusión del granito cuyo ascenso habría generado estructuras propias de una deformación coaxial.

En este grupo de estructuras se incluye: la rotación de porfidoblastos de Andalucita, Estauroлита y Cordierita, la foliación subhorizontal local (S3) y la formación de estructuras S-C.

- La **rotación de porfidoblastos** de Andalucita, Estauroлита y Cordierita se observa en toda la zona afectada por el metamorfismo del granito de Bossost, aunque la rotación disminuye notablemente por encima del límite superior de la zona de cizalla.
- La **foliación (S3)**, presenta una posición subhorizontal coincidente, en muchos casos, con la de la foliación S1 ocasionando su reaplastamiento y/o recrecimiento. En la figura 3.3 a se observa el recrecimiento de la S3 transponiendo a la foliación previa (S1).
- En la base de las ampelitas silúricas, se ha observado una estrecha zona de cizalla (inferior a 1 m), subparalela a la estratificación, en la que se desarrollan **estructuras S-C** dirigidas hacia el N constituyendo el límite superior de la zona de cizalla (fig 3.4).

Las estructuras D3 se forman posteriormente a las estructuras D1, sin embargo, es difícil establecer un orden cronológico entre las estructuras D2 y D3 ya que no suelen coexistir las foliaciones pertenecientes a ambos eventos de deformación. Sin embargo, el estudio microscópico de ambas foliaciones revela el orden temporal del desarrollo de las mismas.

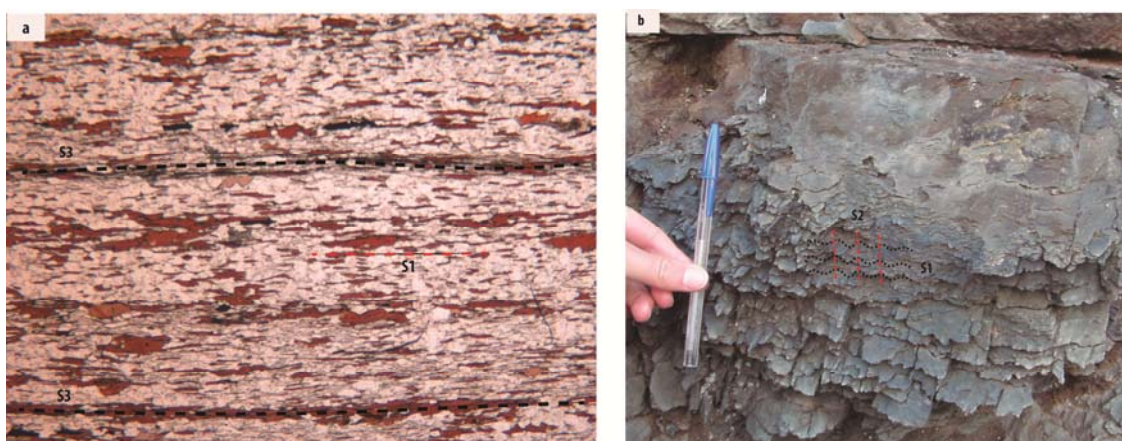


Figura 3.3: a) Foliación S3, definida por la orientación preferente de biotitas que transpone a la foliación S1. b) Foliación de crenulación S2, desarrollada en las ampelitas silúricas, deformando a la foliación S1.

V. Estructuras Alpinas:

La falla de Bossost, es una fractura en posición subvertical que atraviesa la zona de estudio en dirección E – W, ocasionando el hundimiento del bloque meridional. El origen de la fractura es objeto de debate, algunos autores proponen su origen varisco (Brula, 1984 y García-Sansegundo (1992) propone su rejuego alpino, ya que la falla corta a las ultimas estructuras variscas observables y también a las isogradas de metamorfismo. Según Lamouroux (1987) esta falla es la prolongación oeste de la falla de Merens, reactivada por la tectónica alpina.

A parte de la falla de Bossost, entre las estructuras alpinas también podrían incluirse otras estructuras menores, tales como fallas rejugadas, pliegues tardíos, etc. El propio Domo de Bossost podría ser en parte una estructura alpina, puesto que deforma todas las estructuras variscas previamente descritas. En este sentido, la verticalización del límite Norte del despegue silúrico y de la zona de cizalla D3, junto con los pliegues suaves que los deforman pueden ser interpretados como estructuras alpinas (fig. 3.4).

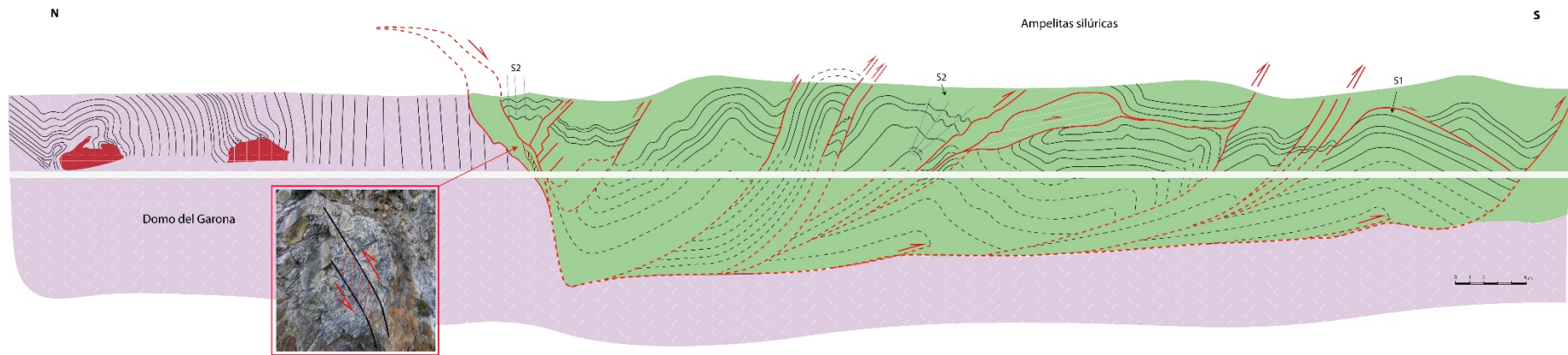


Figura 3.4: Corte de detalle carretera Vielha – Villamós II – II' próximo a la localidad de Arres de Sus.

3.2. METAMORFISMO Y MICROESTRUCTURAS

La zona de estudio se caracteriza por presentar un metamorfismo regional varisco de baja presión y alta temperatura. En el sector Norte, correspondiente al Domo del Garona, el metamorfismo llega a ser muy intenso, alcanzando la zona de la Sillimanita (Zwart, 1963a), por el contrario, el Sinclinorio del Valle de Arán, situado al Sur, presenta un metamorfismo de grado bajo, si bien, cerca del Domo de Bossost, todavía se observan materiales devónicos afectados por un metamorfismo de grado medio.

Zwart, (1963a, 1979) diferencia una serie de zonas de metamorfismo en relación al grado metamórfico y al crecimiento y/o presencia de determinados cristales, esta son las siguientes:

- Biotita
- Estaurolita – Andalucita – Cordierita
- Andalucita – Cordierita
- Cordierita – Sillimanita

En el mapa de la figura 3.5. se muestra la distribución de las zonas metamórficas en la zona de estudio, representando de manera agrupada la zona de la Estaurolita – Andalucita – Cordierita.

La distribución del metamorfismo se debe a la presencia de la masa ígnea del granito de Bossost, ubicada en la parte central de la zona de estudio. Las zonas más próximas al Domo presentan un mayor grado metamórfico que disminuye progresivamente al alejarse del mismo. En los sectores con mayor grado metamórfico, las isogradas se disponen diseñando una aureola de trazado concéntrico entorno al Domo.

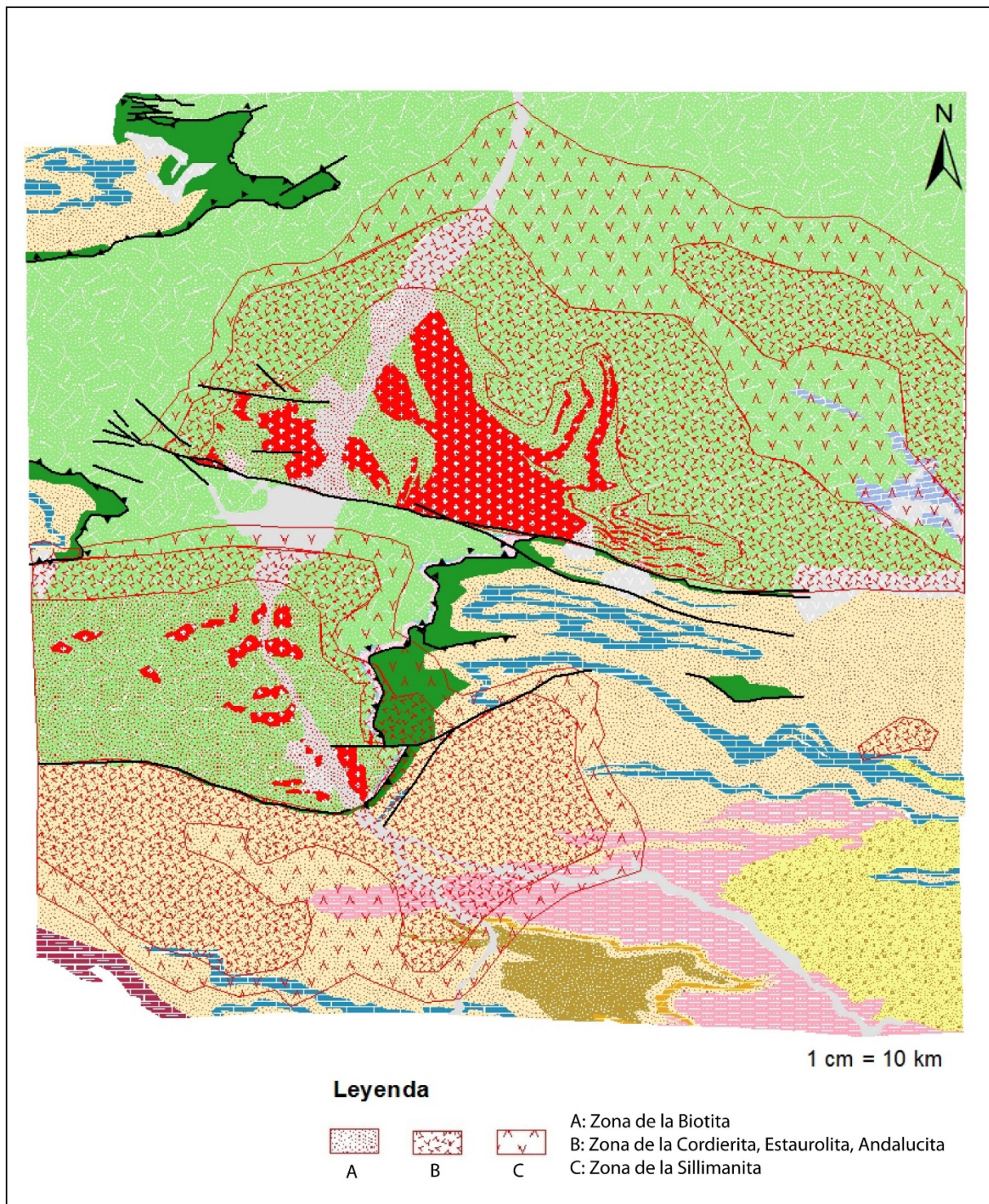


Figura3.5: Distribución de las zonas metamórficas en el área del Domo de Bossost.

3.2.1. RELACIONES BLÁSTESIS - DEFORMACIÓN

Respecto a las tres foliaciones variscas reconocidas en la zona de estudio (S1, S2 y S3), la S1 es claramente anterior al crecimiento de los porfidoblastos, tal y como ya observaron Mezger & Passchier (2003), mientras que la S3 es contemporánea al crecimiento de los mismos. Puesto que cerca del Domo de Bossost el desarrollo de la foliación S2 es todavía muy escaso. Existen problemas para conocer el momento en el cual crecen los porfidoblastos respecto a dicha foliación, sin embargo, dentro de la serie devónica es posible observar las relaciones temporales entre los pliegues D2 y el crecimiento de porfidoblastos.

Dentro de la sucesión cambro-ordovícica existen buenos ejemplos de cristales que posdatan a la S1 y que son posteriormente rotados durante el desarrollo de la S3 (fig.3.6.a). Así mismo en la sucesión devónica del Sinclinorio del Valle de Arán, situada en sectores alejados de las intrusiones graníticas, pueden ser observadas relaciones del mismo tipo donde la S3 y la rotación de los porfidoblastos posdatan a la S1 (fig. 3.6.b).

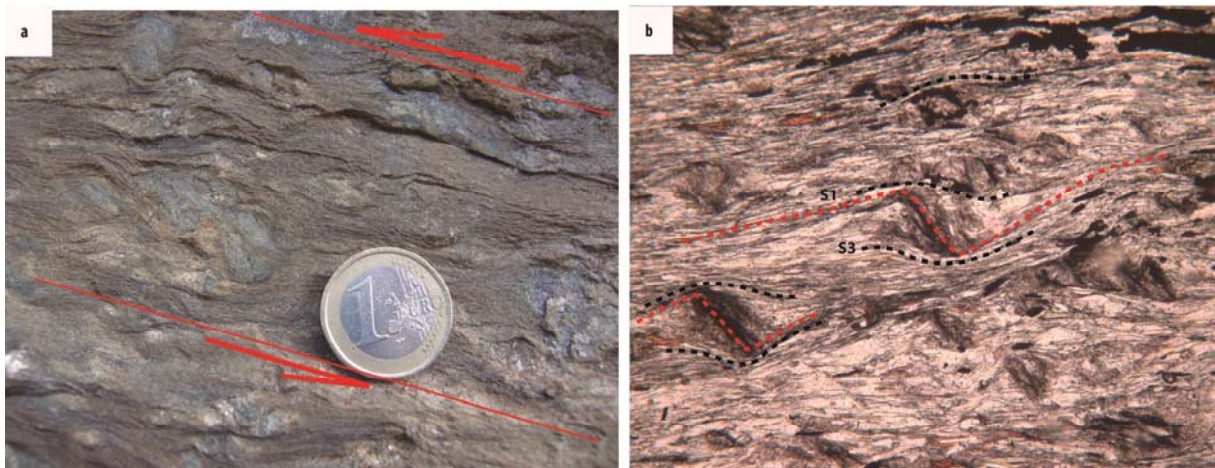


Figura 3.6: a) Porfidoblastos de Andalucita y Estauroлита rotados dentro de la serie cambro-ordovícica. En relación con la rotación de los porfidoblastos pueden ser definidas bandas de cizalla tipo "C". b) Muestra 2561-06 Rotación de los porfidoblastos posttectónicos respecto a la S1, la cual sufre un reapretamiento posterior a la vez que se genera la S3. El margen inferior de la imagen equivale a 1,35 mm.

Asimismo, en estos mismos sectores alejados de las intrusiones ígneas, también en la serie devónica se observa un buen desarrollo de la S1 deformada por pliegues D2 que son posteriormente cortados por la S3. (fig. 3.7. a y b).

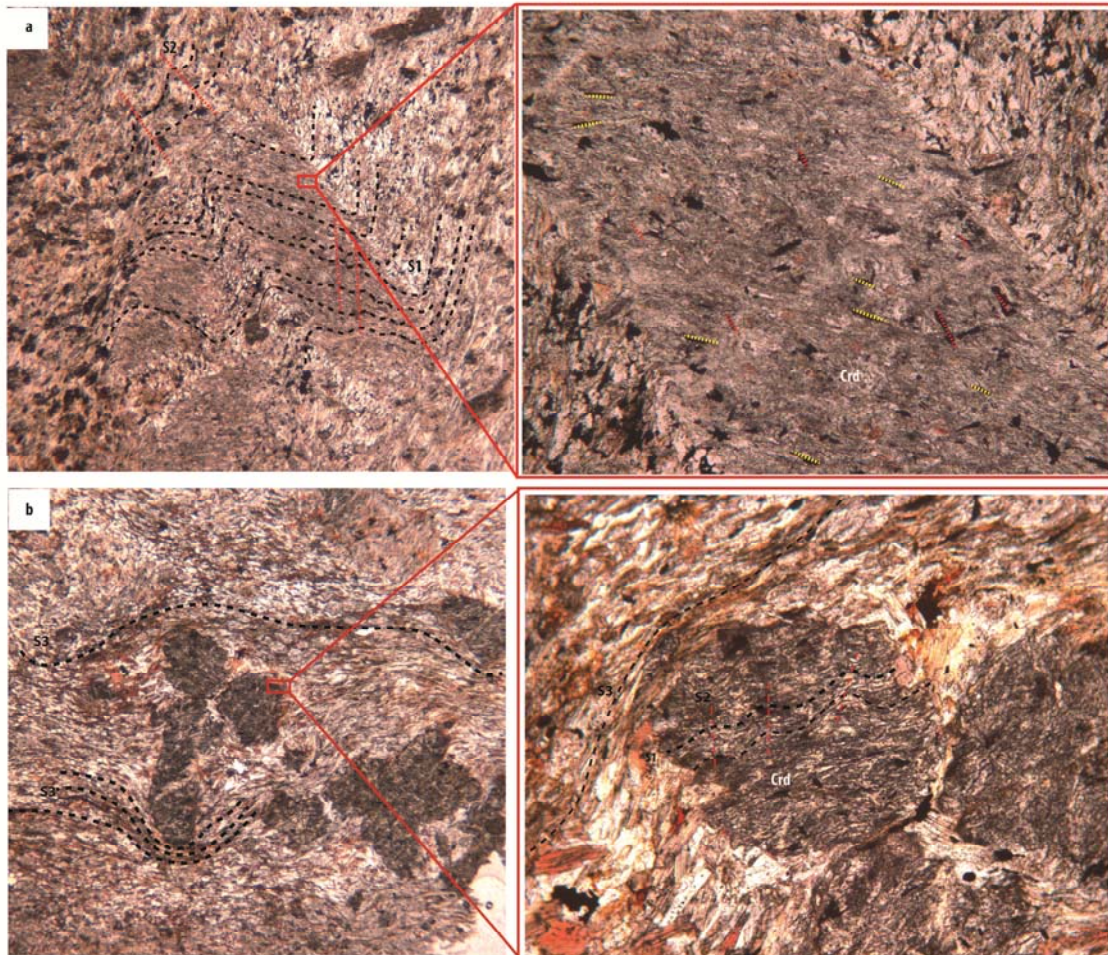


Figura 3.7: a) Muestra 2561 – 01. Dentro del cristal la foliación interna predominante corresponde a la S1 plegada por estructuras D2 (pliegues tipo chevron). Fuera del cristal se observa una única foliación suavemente crenulada que parece corresponder a la S3. En la imagen de la derecha se observan inclusiones de minerales opacos; las líneas amarillas indican aquellas orientadas según la S1, mientras que las líneas rojas señalan las inclusiones orientadas según la S2. b) Muestra 2561-03. Porfidoblastos de Estaurolita – Cordierita que crecen englobando a la foliación S1 crenulada por la S2 la cual se encuentra en posición subvertical. Los cristales se encuentran ligeramente rotados y están rodeados por una foliación posterior (S3). El margen inferior de las imágenes de la izquierda equivalen a 5,4 mm, el margen inferior de las imágenes de la derecha equivalen a 1,35 mm.

Además, se han encontrado indicios de retrometamorfismo en muestras devónicas estudiadas. La figura 3.8 indica como las Andalucitas se alteran a Biotitas, debido a una disminución de la temperatura.

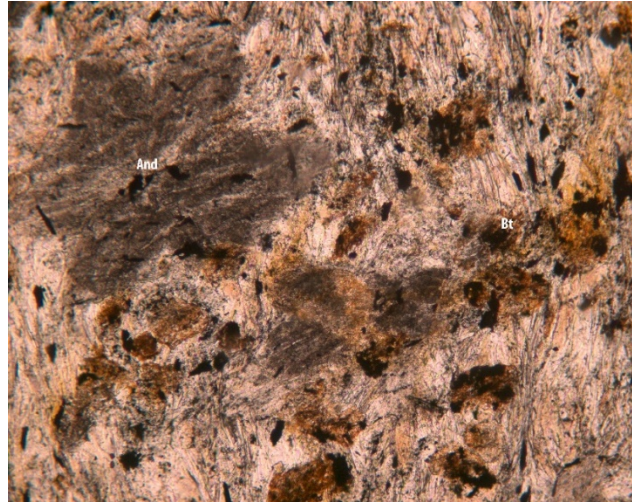


Figura 3.8: Muestra 2561-01 Evidencias de retrometamorfismo de la Andalucita a Biotita. El margen inferior de la imagen equivale a 5,4 mm.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

4. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

4.1. INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO.

La sucesión del Ordovícico Superior se dispone de manera discordante sobre los materiales cambro ordovícicos, lo cual ha sido relacionado con una extensión durante el Ordovícico y el Silúrico (García-Sansegundo, et al., 2011). A continuación, se exponen algunas evidencias de la existencia de esta deformación extensional:

- En la mina de Liat, situada al NE de la zona de estudio, existen mineralizaciones de Pb-Zn que, atendiendo a su edad tipo, se emplazaron en relación con un periodo extensional que dio lugar a la circulación hidrotermal de fluidos a través de fracturas. Posteriormente, la mineralización actuó como nivel de despegue de algunos cabalgamientos variscos dirigidos hacia el Sur (Alonso, 1979). Estos cabalgamientos, aunque se sitúan por debajo del nivel de despegue representado en la zona por las ampelitas silúricas, pueden ser considerados como estructuras del segundo episodio de deformación del presente trabajo (D2).
- Al SW de la zona de estudio, en el Puerto de Benasque, donde afloran yacimientos de Pb-Zn similares a los de Liat, se ha sugerido la existencia de fallas extensionales ordovícicas que, posteriormente, rejugaron como cabalgamientos durante la segunda generación varisca (García-Sansegundo et al., 2014).
- Por último, al Norte de la zona estudiada, se ha identificado un clivaje pizarroso (S_e) que afecta únicamente a los materiales previos al Ordovícico Superior y se ha relacionado también con la etapa extensional de deformación pre-Varisca (García-Sansegundo et al., 2011).

Teniendo en cuenta las características estratigráficas y el desarrollo de estructuras, en la zona de estudio se han diferenciado dos dominios: El dominio septentrional, denominado Domo del Garona y el Sinclinatorio del Valle de Arán, situado al Sur. El Domo del Garona, se corresponde con zonas relativamente profundas del Orógeno Varisco, caracterizadas por estructuras compresivas, consistentes en pliegues inclinados o acostados vergentes al N (D1) y foliación S1 asociada (fig. 1.6). El Sinclinatorio del Valle de Arán corresponde a una zona más superficial del Orógeno y se caracteriza por el predominio de estructuras compresivas, consistentes en cabalgamientos dirigidos al sur, pliegues subverticales D2 y la foliación S2 asociada que dan lugar al microplegamiento de la foliación previa S1. El límite entre ambos dominios viene marcado por la base de las ampelitas silúricas que actúa como nivel de despegue de los cabalgamientos (D2). Así, por debajo del Silúrico afloran principalmente las estructuras D1 vergentes al N muy bien desarrolladas, mientras que por encima, estas

estructuras se encuentran deformadas por cabalgamientos, pliegues D2 subverticales o vergentes al sur y la foliación S2. Las estructuras D2 afectan principalmente a la sucesión devónica y son cada vez más importantes según se asciende en la estructura, donde el clivaje de crenulación S2 transpone prácticamente a la S1. Entre ambas etapas de deformación se emplazaron algunos cuerpos aplíticos que pudieron ser los responsables de un primer episodio metamórfico intertectónico.

No existen muchas dudas en considerar que el clímax del metamorfismo es posterior al desarrollo de la foliación S1, ya que esta se encuentra preservada en el interior de los porfidoblastos de Andalucita, Estauroлита y Cordierita. Además, existen porfidoblastos rotados que contienen en su interior a la S1, la cual sufre un reapretamiento posterior a la vez que se genera la S3. En los materiales devónicos del Sinclinorio del Valle de Arán, en zonas próximas a la intrusión del granito de Bossost, se observan algunos porfidoblastos post- S1 y post- D2. La foliación S1 se encuentra afectada por pliegues D2 de tipo chevron englobados por los porfidoblastos que están rodeados por una foliación posterior (S3). Por tanto, las estructuras D2 también se desarrollan previamente a la S3 y al clímax del metamorfismo.

El desarrollo de las estructuras D3, se originan en etapas tardías de la orogénia Varisca y se puede interpretar como el resultado de una deformación extensional contemporánea con la intrusión del granito de Bossost. Por tanto, el desarrollo de las estructuras D3 queda limitado a la zona de cizalla situada en torno al granito de Bossots, donde tiene lugar la rotación de los porfidoblastos.

La edad de esta deformación tardivarisca (D3) será, por lo tanto, muy parecida a la del propio granito, lo cual estaría de acuerdo con datos geocronológicos obtenidos para otras intrusiones próximas a la zona de estudio. Así, por ejemplo, recientemente Denèle et al. (2011) obtienen una edad de $306,2 \pm 2,3$ Ma para el emplazamiento del granito de Ax les - Thermes en el Domo de Aston. Para otros granitos de la Zona Axial se han obtenido edades en un rango entre 300 y 312 Ma, como es el caso de: el granito de Bassiès (312 ± 2 Ma) (Paquette et al., 1997) o el granito de Andorra (305 ± 3 Ma) (Romer & Soler, 1995).

4.1. SECUENCIA DE DEFORMACIÓN.

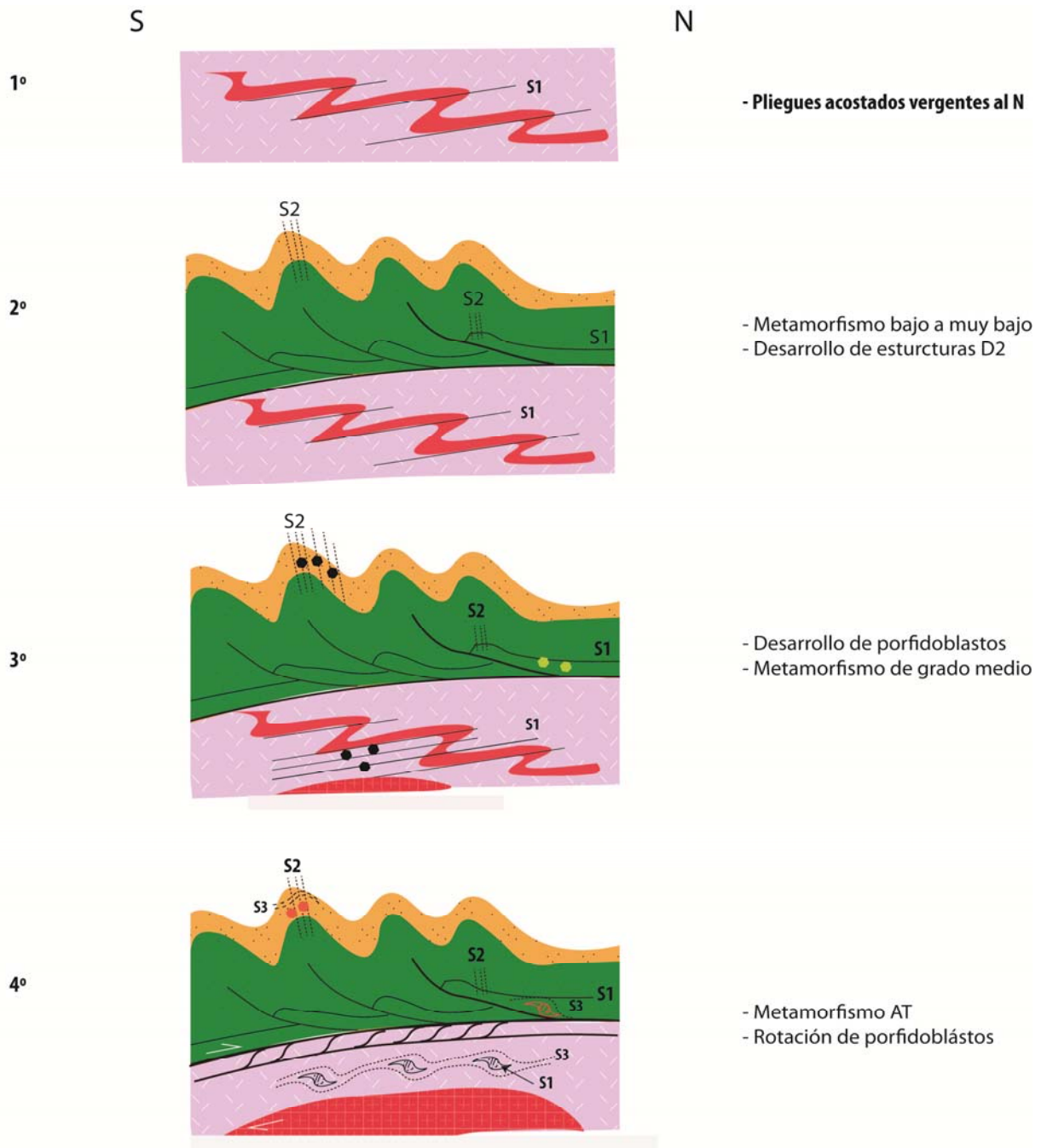


Figura 4.1: 1º. Inicio de la orogénesis Varisca en el Carbonífero donde comienzan a formarse pliegues de dirección E – W y vergentes al Norte (D1) con una foliación S1 asociada al plano axial. 2º. Desarrollo de cabalgamiento despegados sobre las ampelitas del Silúrico, en relación con los cuales se forman los pliegues D2, de dirección E – W y vergencia Sur, a los que se asocia el clivaje de crenulación S2. 3º. Crecimiento de porfidoblastos por el aumento del grado metamórfico. 4º. Etapa tardivarisca que produce una deformación local de carácter extensional, con el desarrollo de estructuras S – C, rotación de porfidoblastos y foliación tectónica S3.

CONCLUSIONES

5. CONCLUSIONES

- ✓ Se han reconocido tres eventos de deformación varisca (D1, D2 y D3). La deformación D1 presenta pliegues vergentes al Norte y con dirección E-W y foliación S1 asociada, dominante en el Domo del Garona. La deformación D2 presenta cabalgamientos dirigidos hacia el sur y enraizados en la base de las ampelitas silúricas a los que se asocian pliegues derechos de dirección E – W y foliación S2 de plano axial, que es la dominante en el Sinclinorio del Valle de Arán. La deformación D3, presenta un desarrollo local restringido a zonas próximas al contacto con el granito de Bossost y se caracteriza por presentar estructuras propias de deformación por cizalla: rotación de porfidoblastos, foliación tectónica S3 y estructuras S-C. El límite inferior de la zona de cizalla vienen marcado por el propio cuerpo granítico y el superior por una estrecha banda de cizalla situada por debajo del despegue de los cabalgamientos D2.

- ✓ En el Domo de Bossost, las relaciones blástesis - deformación indican que las estructuras D1 son previas al desarrollo de los porfidoblastos de Estaurolita, Cordierita y Andalucita. En el Sinclinorio del Valle de Arán, dentro de la sucesión devónica, se han observado pliegues D2 y la propia foliación S2 englobados dentro de los porfidoblastos que crecen pre- o sintectónicamente con la foliación S3.

- ✓ Se han diferenciado dos eventos magmáticos con los que se asocian dos episodios metamórficos. El primer evento magmático consiste en sills aplíticos posteriores al desarrollo de las estructuras D1 y previos al evento de deformación D2. El segundo evento magmático corresponde a la intrusión del granito de Bossost, que produce un metamorfismo de BP y AT. El pico metamórfico de este segundo episodio metamórfico es sincrónico con el desarrollo de las estructuras D3.

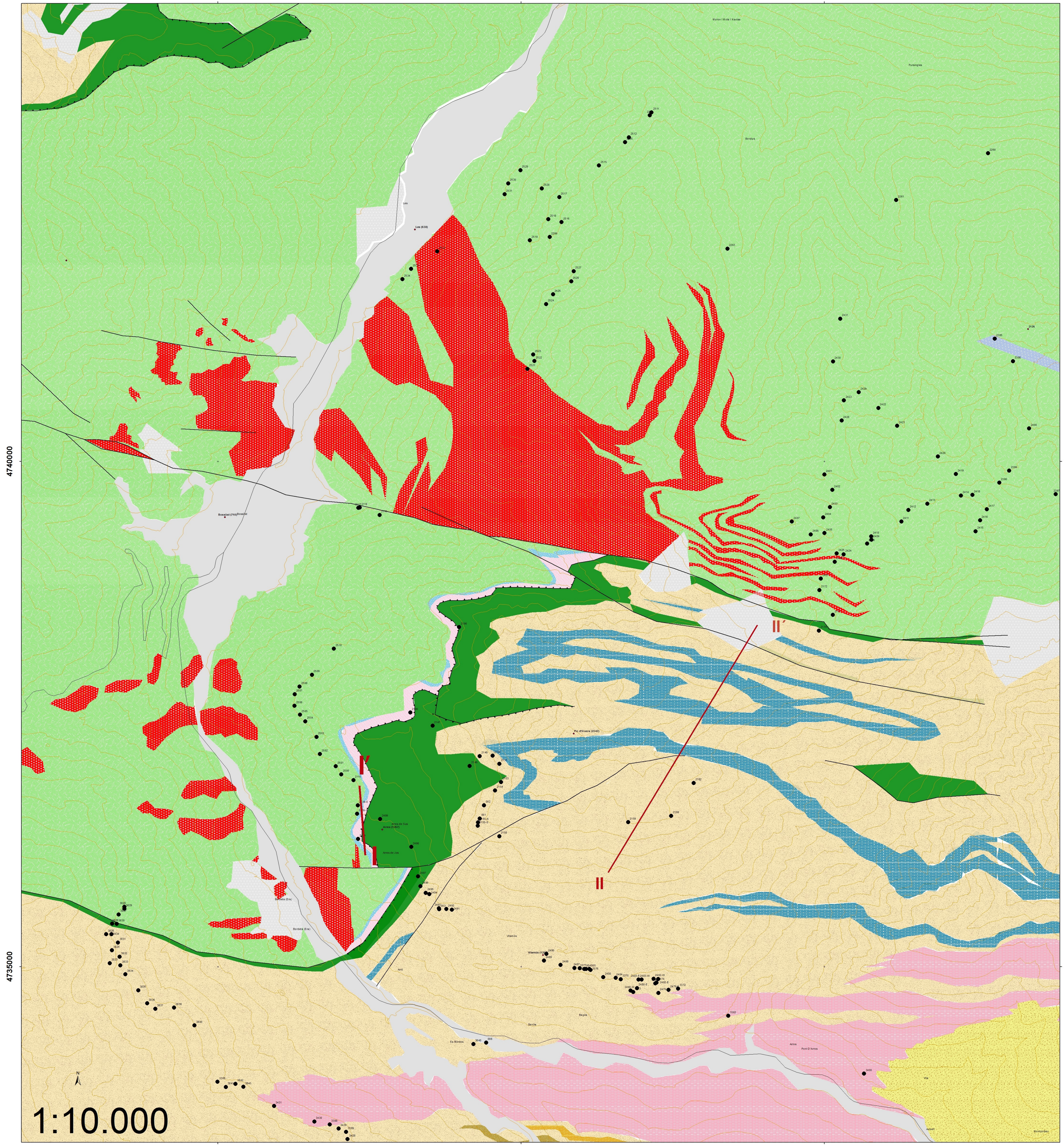
ANEXOS

MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR MERIDIONAL DEL DOMO DEL GARONA

311000

314000

317000



4740000

4740000

4735000

4735000

311000

314000

317000

1:10.000

-  Materiales cuaternarios
-  Fm. Areniscas de Riu Nere
-  Areniscas de Sacal
-  Fm. Montcorbissum
-  Fm. Auba
-  Serie Entecada
-  Fm. Caliza Basal
-  Pizarras ampelíticas
-  Fm. Estana y Ansobell
-  Fm. Rabassa y Cava
-  Serie de Jujols
-  Granito de Bossost

Grid
Datum

Lat/Long hddd°mm'ss.s"
WGS 84

Name	Position	Altitude
2015	N42 50 36.4 E0 40 19.9	2100 m
2115	N42 45 40.3 E0 42 23.7	1315 m
2116	N42 47 05.5 E0 42 31.9	940 m
2117	N42 47 07.6 E0 42 22.5	880 m
2118	N42 47 07.7 E0 42 23.2	880 m
2119	N42 45 21.5 E0 42 26.4	1200 m
2139-1	N42 45 29.6 E0 42 25.7	1326 m
2139-5	N42 45 32.2 E0 42 25.8	1324 m
2146	N42 46 02.5 E0 42 47.6	1548 m
2147	N42 45 58.4 E0 42 57.4	1551 m
2148	N42 45 45.9 E0 43 14.0	1675 m
2149	N42 45 49.1 E0 43 18.3	1734 m
2150	N42 45 49.4 E0 43 23.9	1817 m
2151	N42 45 46.8 E0 43 27.0	1822 m
2153	N42 45 41.0 E0 43 27.9	1823 m
2154	N42 45 38.3 E0 43 25.4	1800 m
2155-N	N42 45 27.8 E0 43 18.4	1750 m
2155-S	N42 45 26.7 E0 43 18.3	1745 m
2158	N42 45 23.6 E0 43 27.7	1734 m
2159	N42 45 29.2 E0 44 23.6	2000 m
2160	N42 45 31.6 E0 44 42.3	1992 m
2162	N42 45 42.3 E0 44 51.7	1952 m
2170	N42 46 32.3 E0 45 44.4	2140 m
2171	N42 46 37.4 E0 45 50.3	2180 m
2172	N42 46 45.3 E0 45 44.2	2200 m
2190	N42 46 30.3 E0 43 07.9	1580 m
2211	N42 49 16.3 E0 48 06.0	988 m
2221	N42 49 33.6 E0 48 07.1	1228 m
2249	N42 49 55.7 E0 43 56.4	685 m
2257	N42 48 36.7 E0 48 23.4	1248 m
2260	N42 49 06.7 E0 46 52.5	1340 m
2261	N42 48 50.9 E0 46 13.1	1380 m
2263	N42 48 33.9 E0 45 00.2	1363 m
2264	N42 49 15.9 E0 44 24.8	1381 m
2265	N42 49 07.2 E0 44 14.3	1367 m
2266	N42 48 36.1 E0 43 42.7	1301 m
2380	N42 48 09.0 E0 47 38.7	1940 m
2381	N42 48 10.3 E0 47 33.8	1980 m
2382	N42 48 14.1 E0 47 28.1	2047 m
2385	N42 48 07.3 E0 46 57.6	2080 m
2386	N42 48 00.3 E0 47 05.8	2120 m
2388	N42 47 40.5 E0 47 38.7	1965 m
2389	N42 47 36.3 E0 47 58.4	2075 m
2391	N42 47 28.6 E0 48 03.4	2140 m
2392	N42 47 24.3 E0 48 00.7	2240 m

2394	N42 47 18.3 E0 47 50.3	2266 m
2397	N42 47 18.0 E0 47 25.9	2252 m
2398	N42 47 21.2 E0 47 01.2	2289 m
2399	N42 47 25.1 E0 47 05.4	2180 m
2400	N42 47 38.8 E0 47 13.6	2007 m
2401	N42 47 22.3 E0 45 45.0	2199 m
2402	N42 47 17.5 E0 45 48.7	2254 m
2403	N42 47 11.9 E0 45 47.8	2309 m
2404	N42 47 08.5 E0 45 45.0	2347 m
2405	N42 47 03.6 E0 45 45.8	2411 m
2406	N42 47 03.0 E0 45 39.8	2440 m
2407	N42 47 07.0 E0 45 31.4	2504 m
2408	N42 47 00.6 E0 46 04.4	2282 m
2409	N42 47 01.8 E0 46 06.2	2280 m
2410	N42 47 02.9 E0 46 06.2	2260 m
2411	N42 47 07.9 E0 46 19.1	2180 m
2412	N42 47 11.6 E0 46 21.9	2168 m
2413	N42 47 13.9 E0 46 30.2	2180 m
2414	N42 47 16.7 E0 46 44.8	2200 m
2415	N42 47 05.4 E0 46 51.5	2161 m
2416	N42 47 09.0 E0 46 53.3	2149 m
2417	N42 47 12.6 E0 46 56.2	2185 m
2418	N42 47 17.0 E0 46 49.7	2260 m
2419	N42 47 23.6 E0 46 42.3	2368 m
2420	N42 47 29.0 E0 46 34.2	2257 m
2421	N42 47 38.6 E0 46 16.1	2117 m
2422	N42 47 44.1 E0 46 07.7	2049 m
2423	N42 47 46.3 E0 45 52.7	2069 m
2424	N42 46 56.9 E0 45 54.4	2252 m
2425	N42 46 57.1 E0 45 51.3	2260 m
2426	N42 46 54.5 E0 45 50.5	2260 m
2427	N42 46 48.9 E0 45 44.7	2215 m
2428	N42 47 39.8 E0 45 51.9	2161 m
2429	N42 47 49.0 E0 45 59.0	2015 m
2430	N42 47 58.7 E0 45 47.5	1960 m
2431	N42 48 12.4 E0 45 50.1	1847 m
2479-E	N42 44 35.8 E0 44 43.2	1144 m
2479-W	N42 44 34.7 E0 44 38.8	1152 m
2480-E	N42 44 36.1 E0 44 29.4	1181 m
2480-W	N42 44 35.2 E0 44 26.7	1179 m
2481	N42 44 37.8 E0 44 37.4	1180 m
2482-E	N42 44 39.2 E0 44 38.6	1189 m
2482-W	N42 44 39.3 E0 44 36.6	1192 m
2483-E	N42 44 38.9 E0 44 31.3	1202 m
2483-W	N42 44 38.9 E0 44 30.0	1203 m
2484	N42 44 39.2 E0 44 20.1	1213 m
2485	N42 44 39.3 E0 44 14.7	1214 m
2486	N42 44 42.0 E0 44 04.3	1229 m
2487	N42 44 42.0 E0 44 01.9	1230 m
2488	N42 44 42.9 E0 43 55.9	1229 m

2489	N42 44 44.1 E0 43 48.7	1240 m
2490	N42 44 46.3 E0 43 49.6	1250 m
2491	N42 44 59.6 E0 43 08.0	1260 m
2492	N42 44 59.8 E0 43 05.6	1266 m
2493	N42 45 00.0 E0 43 02.4	1260 m
2494	N42 45 04.4 E0 42 58.0	1257 m
2495	N42 45 04.8 E0 42 56.5	1251 m
2496	N42 45 06.9 E0 42 54.1	1264 m
2497	N42 45 10.0 E0 42 52.9	1287 m
2498	N42 45 19.4 E0 42 49.6	1299 m
2499	N42 45 28.1 E0 42 35.7	1313 m
2500	N42 45 42.1 E0 42 18.2	1300 m
2501	N42 45 44.6 E0 42 15.8	1300 m
2502	N42 45 48.4 E0 42 08.7	1317 m
2503	N42 45 53.8 E0 42 07.1	1347 m
2504	N42 45 58.8 E0 42 02.0	1326 m
2505	N42 46 00.8 E0 41 59.6	1330 m
2506	N42 46 03.6 E0 41 57.1	1311 m
2507	N42 46 07.3 E0 41 57.0	1302 m
2508	N42 46 09.8 E0 41 59.1	1298 m
2509	N42 46 13.7 E0 42 04.3	1284 m
2510	N42 46 22.3 E0 42 13.5	1241 m
2511	N42 49 17.0 E0 44 25.6	1380 m
2512	N42 49 08.7 E0 44 16.0	1369 m
2513	N42 49 07.1 E0 44 14.4	1369 m
2514	N42 49 02.5 E0 44 08.5	1371 m
2515	N42 48 59.5 E0 44 03.3	1358 m
2516	N42 48 41.0 E0 43 47.7	1322 m
2517	N42 48 49.0 E0 43 46.4	1265 m
2518	N42 48 41.8 E0 43 41.8	1234 m
2519	N42 48 34.8 E0 43 34.1	1205 m
2520	N42 47 49.7 E0 43 30.4	1580 m
2521	N42 47 53.6 E0 43 34.5	1580 m
2522	N42 47 56.2 E0 43 37.4	1591 m
2523	N42 47 58.3 E0 43 36.9	1588 m
2524	N42 48 14.6 E0 43 41.9	1560 m
2525	N42 48 17.7 E0 43 44.8	1544 m
2526	N42 48 22.0 E0 43 52.6	1520 m
2527	N42 48 25.4 E0 43 53.5	1520 m
2528	N42 48 51.6 E0 43 38.6	1131 m
2529	N42 48 57.3 E0 43 29.1	920 m
2530	N42 48 53.0 E0 43 24.0	900 m
2531	N42 48 49.4 E0 43 22.5	915 m
2532	N42 48 30.5 E0 42 53.9	794 m
2533	N42 48 24.7 E0 42 42.7	751 m
2534	N42 48 21.3 E0 42 39.1	749 m
3362	N42 44 28.0 E0 45 09.5	997 m
3371	N42 44 29.8 E0 44 41.9	1114 m
3372	N42 44 36.3 E0 44 47.3	1140 m
3373	N42 44 34.8 E0 44 27.8	1174 m

3374	N42 44 38.0 E0 44 37.9	1181 m
3375	N42 44 38.8 E0 44 22.3	1209 m
3376	N42 44 41.5 E0 44 09.0	1220 m
3377	N42 44 41.8 E0 44 06.3	1226 m
3385	N42 44 02.5 E0 41 28.1	1442 m
3388	N42 43 49.8 E0 42 17.4	1346 m
3389	N42 43 47.5 E0 42 24.7	1318 m
3400	N42 44 10.6 E0 46 09.2	1040 m
3401	N42 44 09.8 E0 46 10.3	1030 m
3426	N42 43 28.7 E0 43 22.0	1185 m
3428	N42 43 45.2 E0 42 25.3	1313 m
3429	N42 43 48.5 E0 42 21.3	1341 m
3430	N42 43 50.5 E0 42 10.7	1361 m
3431	N42 43 55.2 E0 41 53.0	1396 m
3434	N42 44 48.8 E0 40 40.2	1570 m
3640	N42 44 16.8 E0 43 19.0	829 m
3823	N42 44 39.5 E0 40 39.8	1640 m
3824	N42 44 43.7 E0 40 40.6	1622 m
3825	N42 44 48.7 E0 40 37.9	1596 m
3826	N42 44 52.2 E0 40 40.4	1599 m
3827	N42 44 55.2 E0 40 43.1	1585 m
3828	N42 44 57.7 E0 40 45.6	1584 m
3829	N42 44 57.0 E0 40 45.5	1580 m
3830	N42 44 52.2 E0 40 42.4	1574 m
3831	N42 44 46.2 E0 40 43.1	1569 m
3832	N42 44 41.6 E0 40 44.0	1562 m
3833	N42 44 38.9 E0 40 44.5	1563 m
3834	N42 44 36.1 E0 40 46.8	1551 m
3835	N42 44 31.1 E0 40 52.5	1556 m
3836	N42 44 27.0 E0 40 56.5	1546 m
3837	N42 44 25.2 E0 41 00.2	1542 m
3839	N42 44 25.8 E0 41 08.3	1512 m
3840	N42 44 20.3 E0 41 17.4	1500 m
3841	N42 44 00.8 E0 41 31.8	1440 m
3842	N42 44 01.9 E0 41 35.9	1431 m
3843	N42 44 01.1 E0 41 39.4	1428 m
3844	N42 43 43.3 E0 42 28.8	1312 m
3845	N42 43 37.1 E0 42 51.9	1251 m
3846	N42 43 32.5 E0 43 09.5	1210 m
3847	N42 43 30.9 E0 43 17.0	1204 m

REFERENCIAS

6. 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.
- Autran, A., & García-Sansegundo, J. (1996). Planche: Carte structurale. In A. Barnolas & J. C. Chiron (Eds.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Vol. 1, Le cycle hercynien, pp. Tec H2 - Tec H3). Orléans – Madrid: Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España.
- Brula, P. (1984). Les schistes noirs et la série paléozoïque du dome de Bossost-Luchon (Pyrénées Centrales). Thèse 3e cycle. University of Lyon.
- Carreras, J., Debat, P., Alonso, J. L., Andrews, J. R., Autran, A., Barnolas, A., . . . Van den Eeckhout, B. (1996). Tectonique Hercynienne. In A. Barnolas & J. C. Chiron (Eds.), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Vol. 1, Le cycle hercynien, pp. 585-677). Orléans - Madrid: Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España.
- Cavet, P. (1957). Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l' Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, 254, 303-518.
- Choukroune, P. (1989). The ECORS Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and the Overall Structure of an Orogenic Belt. *Tectonics*, 8(1), 23-39.
- Choukroune, P. (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. In F. Roure & B. Pinet (Eds.), (Vol. 173, pp. 411-423). Tectonophysics.
- Choukroune, P., & ECORS Pyrenees, T. (1988). The ECORS deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees. *Nature*, 331(6156), 508-511.
- Choukroune, P., & Séguret, M. (1973). Tectonics of the Pyrenees: role of gravity and compression. In K. A. De Jong & R. Scholten (Eds.), *Gravity and Tectonics* (pp. 141-156). New York.
- De Sitter, L. U., & Zwart, H. J. (1962). Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1: 50.000; sheet 1: Garonne, sheet 2: Salat. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27, 191-236.
- Denèle, Y., Barbey, P., Paquette, J. L., Laumonier, B., & Olivier, P. (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. (Vol. 43, pp. 492).
- Durand, J., & Raguin, E. (1943). Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 13(5), 9-19.
- Dégardin, J. M. (1977). *Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)*. (Thèse 3ème Cycle), Université des Sciences Techniques de Lille.
- Dégardin, J. M. (1978). Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98, 51-58.
- García-López, S., García-Sansegundo, J., & Arbizu, M. (1991). Devonian of the Aran Valley Synclinorium, Central Pyrenees, Spain: Stratigraphical and paleontological data. *Acta Geológica Hispánica*, 26(1), 55-66.
- García-Sansegundo, J. (1990). Structure of the Paleozoic in the Aran Valley, Axial Zone, Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(2), 229-239.
- 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., & Alonso, J. L. (1989). Stratigraphy and Structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinamica Acta*, 3(2), 127-134.

- García-Sansegundo, J., Gavaldà, J., & 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. doi:10.1016/j.crte.2004.03.009
- García-Sansegundo, J., Martín-Izard, A., & 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. doi:10.1016/j.oregeorev.2013.06.001
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L., & Clariana, P. (2011). Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. In J. Poblet & R. Lisle (Eds.), *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts* (Vol. 349, pp. 169–184). London: Geological Society, Special Publications, 349.
- García-Sansegundo, J., & Ramírez Merino, J. I. (Cartographer). (2013a). Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hojas nº 118 bis (32-07), 148 (32-08) (Caneján y Viella). Memoria explicativa por García-Sansegundo, J.; Ramírez Merino, J. I.; Rodríguez Santisteban, R.; Leyva, F. Retrieved from www.igme.es/internet/cartografia/cartografia/magna50.asp
- García-Sansegundo, J., & Ramírez Merino, J. I. (Cartographer). (2013b). Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hojas nº 118 bis, 148 (Caneján y Viella). Memoria explicativa por García-Sansegundo, J.; Ramírez Merino, J. I.; Rodríguez Santisteban, R.; Leyva, F. Retrieved from
- Gil-Peña, I., Barnolas, A., Sanz, J., García-Sansegundo, J., & Palau, J. (2001). Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29, 57-60.
- Hartvelt, J. J. A. (1970). Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 167-236.
- Kleismiede, W. F. J. (1960). Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25, 129-245.
- 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.
- Losantos, M. (1988). Corte geológico contical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica. 2º Congreso Geológico de España, Granada. Simposio sobre cinturones Orogénicos. 7-16. In X. Berastegui (Ed.).
- Majesté-Menjoulas, C. (1979). *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gavarnie, chevauchement de Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. (Thèse d' Etat), Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Matte, P. (1969). Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l' Académie des Sciences Série D*, 268(14), 1841-1844.
- Mey, P. H. W. (1967). The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 153-220.
- Mey, P. H. W. (1968). Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 229-292.
- Mezger, J. E., & Passchier, C. W. (2003). Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossost dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine*, 140(5), 595-612. doi:10.1017/s0016756803008112
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 235-246). London: Chapman & Hall.
- Palau, J., & Sanz, J. (1989). The Devonian units of the Marimanya Massif and their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas. *Geodinamica Acta*, 3(2), 171-182.
- Paquette, J. L., Gleizes, G., Leblanc, D., & 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.
- Pouget, P. (1991). Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost Dome (French Spanish Central Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 148, 299-314.
- Romer, R. L. & 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.
- Snoep, J. P. (1956). Stratigraphy and structural geology of the district west of the Marimaña Granite, Valle de Arán. *Leidse Geologische Mededelingen*, 21, 504-515.
- Soula, J. C., Debat, P., Déramond, J., & Pouget, P. (1986). A dynamic-model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4), 29-51.
- Séguret, M., & Proust, F. (1968). 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.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3), 395-406.
- Teixell, A. (2000). Geotectónica de los Pirineos (pp. 54-65). Investigación y ciencia.
- Zwart, H. J. (1962). On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52, 38-65.
- Zwart, H. J. (1963a). Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II. Valle de Aran, sheet 4. *Leidse Geologische Mededelingen*, 28, 321-376.
- Zwart, H. J. (1963b). The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53, 170-205.
- Zwart, H. J. (1979). The Geology of the Central Pyrennes. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1-74.