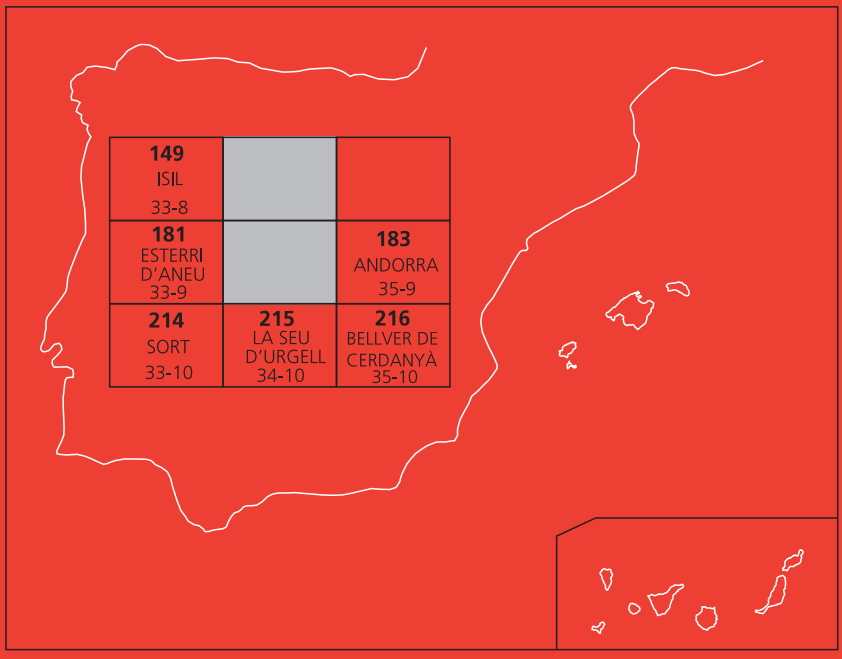
IGME
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

150 - 182
33-9 / 34-10

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50 000

Segunda serie - Primera edición



NOARRE - RIBERA DE CARDÓS

CSIC
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50 000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NOARRE
RIBERA DE CARDÓS

Reservados todos los derechos por la legislación en materia de Propiedad Intelectual. Ni la totalidad ni parte de este libro, incluido el diseño de la cubierta, puede reproducirse, almacenarse o transmitirse en manera alguna por medio ya sea electrónico, químico, óptico, informático, de grabación o de fotocopia, sin permiso previo por escrito de la editorial.

Las noticias, los asertos y las opiniones contenidos en esta obra son de la exclusiva responsabilidad del autor o autores. La editorial, por su parte, solo se hace responsable del interés científico de sus publicaciones.

Este trabajo se ha realizado dentro del Plan Cartográfico del IGME 2017-2021, enmarcado en el Plan Cartográfico Nacional, dentro de la Línea de actuación:
Mapa Geológico de España a escala 1:50 000, financiado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado: https://cpage.mpr.gob.es

Editorial CSIC: *http://editorial.csic.es* (correo: *editorialcsic@csic.es*)

© CSIC, 2025

ISBN: 978-84-00-11454-1
NIPO: 155-25-103-4
Depósito legal: M-15822-2025

Coordinación editorial: Enrique Barba (Editorial CSIC)
Edición y maquetación: Avant Press
Impresión y encuadernación: Muriel
Impreso en España. *Printed in Spain*

En esta edición se ha utilizado papel ecológico sometido a un proceso de blanqueado ECF, cuya fibra procede de bosques gestionados de forma sostenible.

Las presentes Hoja y Memoria explicativa del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000 n.º (150-182) Noarre - Ribera de Cardós han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa geológico

P. Clariana García (IGME, Zaragoza)
J. Carreras Planelles (Universidad Autónoma de Barcelona)
E. Druguet (Universidad Autónoma de Barcelona)
I. Gil-Peña (IGME)
V. Monteserin (IGME)
M. Á. Perucha (IGME)

Mapa geomorfológico

M. Á. Perucha (IGME)

Memoria

P. Clariana García (IGME, Zaragoza)
J. Carreras Planelles (Universidad Autónoma de Barcelona)
E. Druguet (Universidad Autónoma de Barcelona)
M.Á. Perucha (IGME)
E. Boixereu (IGME)
E. Garrido Schneider (IGME, Zaragoza)

Informe estratigráfico y estructural del Cambro-Ordovícico

J. Carreras Planelles (Universidad Autónoma de Barcelona)
E. Druguet (Universidad Autónoma de Barcelona)
P. Clariana García (IGME, Zaragoza)

Geología económica

E. Boixereu (IGME)

Hidrogeología

E. Garrido Schneider (IGME, Zaragoza)

Dirección y supervisión

A. Barnolas Cortinas (IGME)

Edición

G. Romero Canencia (IGME-CSIC)
L.F. Miguel Cabrero (IGME-CSIC)
P. Ramos Pulido (IGME-CSIC)

Referencias bibliográficas

Para el mapa geológico:

Clariana García, P.; Carreras Planelles, J.; Druguet, E.; Gil Peña, I.; Monteserin, V.; Perucha, M.A. *Mapa geológico de la Hoja n.º 150-182 (Noarre- Ribera de Cardós). Mapa geológico de España* (2025). *E. 1:50 000* (Primera edición). IGME-CSIC.

Para el mapa geomorfológico:

Perucha, M.A. *Mapa geomorfológico de la Hoja n.º 150-182 (Noarre- Ribera de Cardós). Mapa geológico de España* (2025). *E. 1:50 000* (Primera edición). IGME-CSIC.

Para la memoria:

Clariana García, P.; Carreras Planelles, J.; Druguet, E.; Gil Peña, I.; Monteserin, V.; Perucha, M.A. Boixereu, E.; Garrido Schneider, E. *Memoria de la Hoja n.º 150-182 (Noarre- Ribera de Cardós). Mapa Geológico de España* (2025). *E. 1:50 000* (Primera edición). IGME-CSIC.

Para la obra completa, mapas y memoria:

Clariana García, P.; Carreras Planelles, J.; Druguet, E.; Gil Peña, I.; Monteserin, V.; Perucha, M.A. Boixereu, E.; Garrido Schneider, E. *Mapa geológico y Memoria de la Hoja n.º 150-182 (Noarre- Ribera de Cardós). Mapa Geológico de España* (2025). *E. 1:50 000* (Primera edición). IGME-CSIC.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 9
1.1. MARCO GEOGRÁFICO 9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GENERALIDADES 9
1.3. ANTECEDENTES 10

2. ESTRATIGRAFÍA 12
2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR – ORDOVÍCICO 12
2.1.1. Alternancia psamítico-pelítica con pizarras oscuras ferruginosas y niveles arenosos ocres (3). Conglomerados poligénicos y cuarcíticos (5). Serie de Sotllo. Proterozoico superior 12
2.1.2. Alternancia psamítico-pelítica grisácea (ritmitas grises) (4). Serie de Sotllo Proterozoico superior 12
2.1.3. Pizarras negras. (6). Calizas grises y oscuras marmorizadas (7). Serie de Lladorre. Cámbrico 13
2.1.4. Pizarras y areniscas grises (8). Conglomerados poligénicos y conglomerados cuarcíticos (9). Alternancia grisácea (ritmitas grises) (10). Cuarcitas masivas. (11). Serie de Alins. Cámbrico 13
2.2. ORDOVÍCICO SUPERIOR 14
2.2.1. Conglomerados groseros con cantos de cuarzo, cuarcitas y pizarras mosqueadas (12). Formación conglomerados de Rabassa.Caradoc 14
2.2.2. Limolitas grises y pizarras verdosas con intercalaciones de cuarcitas grises y ocres (13). Formación Cavá. Caradoc terminal – Ashgill 15
2.2.3. Calizas y calizas arenosas (14). Formación Estana. Ashgill medio 15
2.2.4. Pizarras grises oscuras a negras azoicas (15). Formación Ansovell. Ashgill medio –– superior 16
2.3. SILÚRICO 16
2.3.1. Pizarras negras ampelíticas con niveles de calizas negras con orthoceras en la mitad superior (16). Silúrico 18
2.4. DEVÓNICO 19
2.4.1. Alternancia de lutitas, lutitas carbonatadas y calizas margosas (17). Formación Rueda. Devónico Inferior 19

2.4.2. Calizas, calizas margosas y margas de color gris oscuro (18). Formación Basibé. Devónico Inferior 20
2.4.3. Lutitas grises oscuras a negras (19). Formación Fonchanina. Devónico Inferior 20
2.4.4. Alternancia de pizarras carbonatadas, margocalizas y calizas de colores verdes y rosados (20). Formación Manyanet. Devónico Inferior..... 21
2.4.5. Lutitas grises micáceas con intercalaciones calcáreas y arenosas (21). Formación Civis. Devónico Inferior 21
2.5. CUATERNARIO 22
2.5.1. Bloques, cantos y arenas con abundante matriz arcillosa. Tillitas glaciares y morrenas. (22). Pleistoceno superior 22
2.5.2. Gravas y arenas; arenas y limos con laminación paralela. Depósitos de obturación glaciar. *Kame.* (23). Pleistoceno superior..... 23
2.5.3. Bloques angulosos. Glaciar rocoso. (24). Pleistoceno superior - Holoceno ... 24
2.5.4. Bloques, arenas y limos. Morrena de nevero. (25). Pleistoceno superior - Holoceno..... 24
2.5.5. Bloques angulosos de tamaño métrico. Corredores rocosos, campos de rocas. (26). Pleistoceno superior - Holoceno 25
2.5.6. Bloques angulosos de tamaño métrico. Vertiente de bloques de origen periglaciar. (27). Pleistoceno superior - Holoceno 25
2.5.7. Bloques, gravas heterométricas angulosas, matriz arcillosa gris-ocre. Talud o cono de derrubios de origen periglaciar. (28). Pleistoceno superior - Holoceno..... 25
2.5.8. Bloques y cantos angulosos. Canchal de origen periglaciar. (29). Pleistoceno superior - Holoceno..... 26
2.5.9. Bloques de litología variada, arenas y limos. Deslizamiento. (30). Pleistoceno superior - Holoceno..... 26
2.5.10. Bloques y cantos angulosos. Canchal. (31). Holoceno..... 26
2.5.11. Bloques y cantos angulosos, matriz arcillosa. Depósito de ladera, Cono o talud de derrubios. (32). Holoceno 27
2.2.12. Bloques, gravas angulosas, arenas y arcillas. Coluvión. (33). Holoceno..... 27
2.5.13. Gravas con matriz arcillosa y bloques. Conos de deyeccción. (34). Holoceno..... 27
2.5.14. Arenas, limos, arcillas y gravas; bolos y bloques. Depósitos de arroyada, aluvial-coluvial. (35). Holoceno 28
2.5.15. Arenas, gravas, limos, bolos y bloques. Fondo de valle, llanura de inundación, terrazas. (36). Holoceno..... 28

3. TECTÓNICA 29
3.1. LA ESTRUCTURA DEL DOMO DE LA PALLARESA 31

3.1.1. Dominios septentrionales 31
3.1.2. Dominios meridionales 32
3.1.3. Transición entre los dominios septentrionales y meridionales 33
3.2. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINAL DE TOR-CASAMANYA 34
3.3. LA ESTRUCTURA DEL ANTICLINAL DE LA MASSANA – RIBERA DE CARDÓS 35
3.4. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINAL DE LLAVORSÍ 36
3.5. ESTRUCTURAS TARDÍAS 36
3.6. SECUENCIA DE DEFORMACIÓN VARISCA 37
3.7. DISCUSIÓN 38

4. ROCAS ÍGNEAS 40
4.1. PLUTÓN DE BASSIES 40
4.2. PLUTÓN DE SANTA COLOMA 41

5. HISTORIA GEOLÓGICA 41

6. GEOMORFOLOGÍA 43
6.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 43
6.2. ANTECEDENTES 45
6.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 45
6.3.1. Estudio morfoestructural 46
6.3.2. Estudio del modelado 46
6.3.2.1. Formas glaciares 47
6.3.2.2. Formas nivales y periglaciares 48
6.3.2.3. Formas de laderas 49
6.3.2.4. Formas fluviales 49
6.3.2.5. Formas poligénicas 51
6.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA 51
6.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS 54

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 56
7.1. RECURSOS MINERALES 56
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 56
7.1.2. Rocas industriales 60
7.2. HIDROGEOLOGÍA 60
7.2.1. Climatología 60
7.2.2. Hidrología superficial 61
7.2.3. Características hidrogeológicas 63

8. BIBLIOGRAFÍA 65

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

Las Hojas de Noarre y Ribera de Cardós, n.º 150 y 182 del MTN a escala 1:50 000, que se situan en el Pirineo de la provincia de Llèida, abarcan gran parte de la cabecera del río Noguera Pallaresa, en la comarca del Pallars Subirà, y una pequeña área de la comarca del Alt Urgell, en el extremo suroriental de la hoja de Ribera de Cardós. Del territorio incluido en el marco de estas hojas, un 70 % pertenece a España mientras que el resto corresponde a la región de Midi-Pyrenees en Francia y a las parroquias de La Massana, Ordino y Sant Julià de Loira, en el Principado de Andorra. La parte española de las Hojas pertenece administrativamente a los municipios de Vall de Cardós, Alins, Alt Aneu, La Guingueta, Lladorre, Tírvia, Farrera y Les Valls de Valira. La hoja de Ribera de Cardós está atravesada en dirección principalmente N-S por los ríos de la Noguera de Cardós y la Noguera de Vall Ferrera que, al sur de la misma, desembocan en el río de la Noguera Pallaresa.

El relieve es fuerte y accidentado, oscilando desde los 830 m de altitud aproximada en el cauce de la Noguera Pallaresa, en el extremo sur de la Hoja, a los 3143 m de la Pica d'Estats, punto culminante de Cataluña. La altura media de la superficie de la Hoja en la vertiente española es de 2120 m. Corresponde a un relieve montañoso con un modelado de origen glaciar y periglaciar. El modelado glaciar se observa en la parte septentrional y oriental próxima a la cresta fronteriza con Francia y Andorra con numerosos lagos, ocupando antiguas cubetas de sobreexcavación glaciar. En el resto del territorio predomina el modelado periglaciar junto con los procesos típicos del modelado de laderas. A su vez, la circulación de agua de manera permanente o discontinua que da lugar al modelado fluviotorrencial está bien representada en zonas de alta y media montaña, como la cartografiada en estas hojas, surcadas por numerosos valles fluviales y torrentes.

1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GENERALIDADES

Las hojas de Noarre y Ribera de Cardós se localizan en la Zona Axial pirenaica, afloramiento de rocas precámbricas y paleozoicas de orientación ONO – ESE, que constituye el eje de la cadena. Los materiales de estas hojas corresponden, en gran parte, a esquistos desarrollados sobre rocas siliciclásticas de naturaleza pelítica, arenosa y conglomerática, así como esquistos desarrollados sobre pelitas negras y calizas que afloran en el denominado antiforme de la Pallaresa. Estos materiales, no datados, han sido atribuidos al Cambro-Ordovícico por los autores precedentes. Recientemente, COCHERIE *et al.* (2005) han datado en 580 Ma rocas de origen volcánico intercaladas en la serie de Canaveilles en el Pirineo oriental que podría ser correlacionable con las rocas mas antiguas de la zona cartografiada (LAUMONIER *et al.*, 2004). Esta datación permite suponer que, por lo menos en parte, estas series previas

al Ordovícico superior datado pueden pertenecer al Proterozoico superior. Al sur y este de la hoja de Ribera de Cardós afloran rocas pertenecientes al Ordovícico superior, Silúrico y Devónico inferior-medio. De estas, el Ordovícico superior tiene un carácter mayoritariamente siliciclástico, el Silúrico se caracteriza esencialmente por pelitas negras y las series devónicas consisten en una alternancia de formaciones de carácter pelítico y carbonatado. Las rocas silúricas y devónicas afloran en el sinclinal de Tor-Casamanya, cuya terminación occidental se localiza al este de la hoja, y en el sinclinal de Llavorsí, al sur. El resto de materiales aflorantes corresponden a las rocas graníticas post-variscas del plutón de Bassies y del *stock* de Santa Coloma, a los depósitos cuaternarios asociados a los glaciares pleistocenos y a la evolución fluvial y de vertientes posterior.

1.3 ANTECEDENTES

En cuanto a los trabajos previos el más significativo es el de ZANDVLIET (1960), que incluye la cartografía geológica a escala 1:50 000, de casi la totalidad del área geográfica correspondiente a estas dos Hojas, y su integración en un ámbito más regional por ZWART (1979, 1981, 1986). Sobre distintos aspectos de la geología del granito de Bassies hay que señalar los trabajos de BLES y GROS (1980), GLEIZES *et al.* (1991) y PAQUETTE *et al.* (1997). Sobre la estructura varisca y alpina de los materiales de la Hoja hay que señalar, además de los autores holandeses clásicos (ZANDVLIET, 1960; OELE, 1966; ZWART, 1979, 1981, 1986), el corte geológico de la traza del perfil ECORS (MUÑOZ, 1992), los trabajos de CARRERAS y CIRÉS (1986), los de CAPELLÀ (1991, 1996), CAPELLÀ y CARRERAS (1996) y CARRERAS y CAPELLÀ (1994) y el de POBLET (1991). En los últimos años los trabajos de CLARIANA (2017) y MARGALEF (2015) han aportado la cartografía geológica a escala 1:25 000 de dos tercios del territorio vecino del Principado de Andorra así como de algunas áreas de la hoja de Ribera de Cardos, como son el anticlinal de la Masana o los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, además del estudio estratigráfico y estructural de estas unidades. A nivel del estudio del Cuaternario solo hacer mención del trabajo de BRU (1985) y VENTURA (inédito, recogido en SERRAT *et al.*, 1994).

Fuera del ámbito de la hoja, pero con repercusión en el conocimiento geológico de la misma, además de la síntesis geológica y geofísica de los Pirineos (BARNOLAS *et al.* 1996), centrada en el ciclo hercínico y que recogía la mayoría del conocimiento sobre el Paleozoico pirenaico hasta ese momento, hay que señalar:

- En el ámbito de la estratigrafía de los materiales pre-Caradoc y dentro de la Zona Axial pirenaica, el trabajo clásico de CAVET (1957) en el Pirineo oriental, los trabajos de LAUMONIER (1987, 1988, 1996, 1998), LAUMONIER y GUITARD (1986), LAUMONIER et al. (2004) y las importantes implicaciones estratigráficas de la presencia de un Cámbrico inferior datado en láminas alpinas que bordean la Zona Axial en el Pirineo oriental (ABAD, 1989; PEREJÓN et al. 1994; MENÉNDEZ et al., 2015). En el caso de la sucesión del Ordovícico superior el trabajo de referencia en la parte central de

la Zona Axial pirenaica es el de HARTEVELT (1970), realizado en el valle del Segre y posteriormente destacan algunos trabajos realizados en áreas cercanas como los de VAN DEN EECKHOUT (1986), GARCÍA-SANSEGUNDO y ALONSO (1989), POBLET (1991), PALAU (1995), GIL–PEÑA et al. (2000 y 2004). En lo que se refiere al Silúrico, DEGARDIN (1988) realizó un estudio bioestratigráfico y paleogeográfico del Silúrico de los Pirineos. Finalmente, la estratigrafía del Devónico de los Pirineos, establecida por los autores holandeses, fue recogida y modificada por ZWART (1979) en base a aportaciones mas recientes y ha sido recogida en algunos trabajos de síntesis (SANZ–LÓPEZ, 2002, 2004), incluyendo una propuesta de correlación entre las diferentes unidades litoestratigráficas definidas para todo el Devónico de los Pirineos.

– En el ámbito de los plutones graníticos de la Zona Axial, la síntesis realizada por DEBON et al. (1996) supuso la revisión y puesta al día del conocimiento sobre este tipo de rocas. En los últimos años cabe destacar los trabajos sobre los tiempos de emplazamiento de los granitos pirenaicos de AGUILAR et al. (2014) en el Pirineo oriental, de MEZGER y GERDES (2016) en la parte central de la Zona Axial y de DENÈLE et al. (2014) para todo el segmento varisco de los Pirineos. Estos trabajos más recientes aportan nuevas dataciones de U-Pb sobre circones que permiten caracterizar y clasificar mejor los granitos sin y tardivariscos.

– En el ámbito de la estructura varisca y alpina de la Zona Axial pirenaica destaca la síntesis realizada por CARRERAS y DEBAT (Coords.) (1996) sobre la tectónica varisca de los Pirineos. Por otra parte, la aplicación de diferentes técnicas geofísicas en todos los sectores de la cordillera, destacando los perfiles sísmicos de reflexión ECORS-Pirineos (ECORS PYRENEES TEAM, 1988, CHOUKROUNE et al., 1989) y ECORS-Arzacq (DAIGNIÈRES et al., 1994; TEIXELL, 1998), permitió interpretar la estructura en niveles más profundos de la corteza y conocer mejor la implicación del basamento varisco en la estructura alpina de los Pirineos. La reactivación de estructuras variscas por el efecto de la deformación alpina ha sido estudiada en diferentes puntos de la Zona Axial (CASAS et al., 1989; POBLET, 1991; GARCÍA-SANSEGUNDO, 1992, 1996; GIL-PEÑA y BARNOLAS, 2001, 2004; RODRÍGUEZ-MÉNDEZ, 2011; GUTIÉRREZ–MEDINA et al., 2012).

– En el ámbito del estudio de los depósitos glaciares y postglaciares del Cuaternario en los Pirineos, resaltar los trabajos de síntesis realizados en la década de los noventa (GARCÍA RUÍZ y MARTÍ BONO, 1994; CHUECA y LAMPRE, 1994; PEÑA, 1994; SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994; SERRAT et al., 1994; PEÑA et al., 1998; CHUECA et al., 1998) y recientemente el mapa geológico del cuaternario a escala 1:400 000 de los Pirineos (BARRÈRE et al., 2008).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PROTEROZOICO SUPERIOR - ORDOVÍCICO

No es posible establecer una clara diferenciación de unidades estratigráficas en las secuencias infracaradocienses y las divisiones litológicas utilizadas en el mapa son de difícil interpretación en cuanto a posición estratigráfica relativa. En estas secuencias y en el conjunto del domo de la Pallaresa se han diferenciado tres series: serie Sotllo, serie de Lladorre y serie de Alins.

La serie inferior, denominada serie de Sotllo, engloba a las secuencias situadas al norte de la franja formada por los materiales de la serie de Lladorre, que se considera que ocupan una posición estratigráfica inferior. ZANDVLIET (1960) se refirió al conjunto como la serie de Pilas-Estats, pero se ha preferido renombrar este conjunto por el hecho de que, para ZANDVLIET (1960), estos materiales serian equivalentes a los situados en la mitad meridional del domo, al concebir una estructura antiformal estratigráficamente simétrica.

La serie intermedia, o serie de Lladorre, corresponde a una franja E-W de pizarras ampelíticas y mármoles grises, situada en la parte central del domo de la Pallaresa. Fue denominada como serie de Lleret-Baiau (ZANDVLIET, 1960) pero se ha preferido cambiar el nombre por el hecho de que los materiales aflorantes no son representativos en ninguna de las localidades que aparecen en la denominación original.

La serie superior, o serie de Alins (LAUMONIER *et al.*, 2004), constituye probablemente la parte más alta de los materiales pre-Caradoc no datados. Los materiales de esta serie aparecen en el muro de los conglomerados del Ordovícico-superior del flanco norte del sinclinal de Llavorsí. Se trata de una monótona serie psamítico-pelítica con abundancia de niveles rítmicos que presentan bastantes analogías litológicas con la formación Seu (HARTEVELT, 1970) y la serie de Jujols (CAVET, 1957). Estos materiales no afloran en la Hoja de Noarre.

2.1.1. Alternancia psamítico-pelítica con pizarras oscuras ferruginosas y niveles arenosos ocres (3). Conglomerados poligénicos y cuarcíticos (5). Serie de Sotllo. Proterozoico superior

Los materiales predominantes de este conjunto son unas ritmitas arenoso-pelíticas con abundancia de niveles oscuros carbonoso-ferruginosos. En ellos se intercalan abundantes niveles de microconglomerados. Abundan los niveles discontinuos de rocas metavolcánicas o metapórfidos, aunque no son exclusivos de esta serie.

2.1.2. Alternancia psamítico-pelítica grisácea (ritmitas grises). Serie de Sotllo (4). Proterozoico superior

Asociados a las secuencias oscuras y ferruginosas abundan las alternancias rítmicas grises con predominio de niveles de psamitas y cuarcitas grises. En la cartografía se han diferenciado, cuando era posible, algunos tramos de la secuencia en donde predominan las series grises

y que en la leyenda se refieren como ritmitas grises. No está claro si estos tramos más grises representan niveles estratigráficamente diferenciables o si se trata simplemente de variaciones laterales o intercalaciones lenticulares. Por ello, con la información disponible, es preferible referirse al conjunto como serie de Sotllo, y considerar que en esta serie se incluyen algunos tramos que litológicamente muestran características más rítmicas de color gris claro.

2.1.3. Pizarras negras (6). Calizas grises y oscuras marmorizadas (7). Serie de Lladorre. Cámbrico

Esta serie constituye la unidad de litología más controlada, al estar formada por una asociación de pizarras ampelíticas con pirita y mármoles grises oscuros. La posición estratigráfica de esta serie es compleja. En cualquier caso, es evidente que, a pesar de ocupar una posición próxima a lo que podría considerarse el núcleo del domo, no responde a los materiales más profundos, sino que aparece como una intercalación situada entre la serie de Alins y las series infrayacentes.

Las pizarras negras muestran una relación con los materiales situados al norte, y aparentemente infrayacentes, algo compleja. Por una parte, la presencia de niveles de pizarras negras en ambas unidades parece sugerir una transición gradual entre ellas. Por otra, la cartografía de la serie de Lladorre parece mostrar que en algún sector puede existir un contacto anómalo entre esta serie y las litologías de la unidad infrayacente. Además, parece indudable que se trata de una unidad esencialmente concordante con la serie suprayacente (serie de Alins) y en algunas secciones parece existir una transición entre las litologías propias de los niveles basales de la serie de Alins y los niveles ampelíticos de la serie de Lladorre.

La prolongación oriental de la serie Lladorre ha sido cartografiada al sur del macizo de L'Hospitalet como Fm. Ransol (ZWART, 1965), Mb. Ransol (VAN DEN EECKHOUT, 1986) o Fm. Lleret—Baiau (LAUMONIER *et al.*, 2004; CLARIANA, 2017). No hay datos acerca de la edad de esta serie, pero la edad cámbrica de la misma es muy probable.

2.1.4. Pizarras y areniscas grises (8). Conglomerados poligénicos y conglomerados cuarcíticos (9). Alternancia grisácea (ritmitas grises) (10). Cuarcitas masivas (11). Serie de Alins. Cámbrico

Las pizarras y areniscas que componen principalmente la serie de Alins consisten en una alternancia de pizarras grises a gris verdoso y areniscas grises dispuestas en estratos milimétricos a decimétricos. Hacia la base, esta serie rítmica contiene mayor abundancia de intercalaciones ampelíticas y muestra una variedad litológica mayor, diferenciándose incluso tramos de conglomerados y microconglomerados. En algunas zonas, cuando la alternancia adquiere un aspecto más monótono y rítmico, se han diferenciado en la cartografía algunos tramos denominados en la leyenda "ritmitas grises". En ocasiones, principalmente hacia el techo de la serie, se identifican tramos de carácter esencialmente cuarcítico que pueden

alcanzar varias decenas de metros de espesor y que también se han diferenciado en la cartografía.

La edad de esta serie, al menos en su parte inferior, sería Cámbrico, mientras que hacia el techo probablemente alcance el Ordovícico inferior-medio, pero actualmente no existen datos geocronológicos que permitan concretar su edad. Por otra parte, LAUMONIER *et al.* (2004), proponen la correlación de esta serie y las dos anteriores con la formación Evol de los Pirineos Orientales, asignándoles una edad de Cámbrico inferior.

2.2. ORDOVÍCICO SUPERIOR

Sobre la sucesión pre-Caradoc se disponen discordantes las rocas pertenecientes al Ordovícico superior. Estas constituyen una serie esencialmente siliciclástica con una unidad carbonatada poco potente en su parte media-superior. Si bien en la Hoja de Ribera de Cardós el carácter discordante de su límite inferior no se ha observado directamente, este se ha puesto de manifiesto en puntos cercanos como en el domo del Garona (GARCÍA-SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.*, 2004), el macizo de Lys-Caillaouas (DEN BROK, 1989) o la zona de La Cerdanya (CASAS y FERNÁNDEZ, 2007).

El primer estudio detallado de la estratigrafía del Ordovícico Superior en los Pirineos Centrales fue realizado por HARTEVELT (1970) en el valle del Segre. Posteriormente, los autores que han estudiado esta sucesión adoptaron las unidades definidas por HARTEVELT (1970), excepto en aquellos casos en los que estas no eran claramente identificables o las rocas presentan características lo suficientemente diferentes como para definir otras nuevas (VAN DEN EECKHOUT, 1986; GARCÍA-SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; POBLET, 1991: PALAU, 1995; GIL-PEÑA *et al.*, 2000 y 2004).

Las unidades de esta edad diferenciadas en la hoja de Ribera de Cardós afloran al norte del sinclinal de Llavorsí y en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya y presentan características litoestratigráficas que han permitido atribuirlas a distintas formaciones de las definidas por HARTEVELT (1970). Así se han identificado las siguientes formaciones:

2.2.1. Conglomerados groseros con cantos de cuarzo, cuarcitas y pizarras mosqueadas (12). Formación conglomerados de Rabassa. Caradoc

Esta formación aflora al norte del sinclinal de Llavorsi y de forma más discontinua en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya. En general, corresponden a conglomerados de carácter heterolítico, constituidos por cantos, de subangulosos a subredondeados, de cuarzo, cuarcita, areniscas y pizarras mosqueadas que pueden alcanzar hasta 10 cm de diámetro. Los cantos se encuentran soportados en una matriz verdosa, esencialmente lutítica, aunque en ocasiones puede presentar un carácter arenoso. Se disponen en bancos que pueden alcanzar hasta 3 m de potencia y que pueden pasar lateralmente y en la vertical a niveles arenosos

o limolíticos e incluso pizarrosos. En el flanco norte del sinclinal de Tor-Casamanya, esta formación está representada por niveles de microconglomerados de potencia métrica y escasa continuidad lateral y en ellos destaca una mayor abundancia de cantos de cuarzo que pueden alcanzar tamaños de hasta 4 mm. Estos niveles pasan lateralmente a areniscas o limolitas de color marrón verdoso.

Debido a su carácter azoico, la edad de esta formación se ha atribuido al Caradoc, en función de la edad de la formación suprayacente (HARTEVELT, 1970).

2.2.2. Limolitas grises y pizarras verdosas con intercalaciones de cuarcitas grises y ocres (13). Formación Cavá. Caradoc terminal-Ashgill

Esta formación está bien representada tanto en el flanco norte del sinclinal de Llavorsí como en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya. Se compone de limolitas, lutitas y areniscas de color marrón verdoso a gris, dispuestas en estratos tabulares de potencia milimétrica a decimétrica. Ocasionalmente presentan intercalaciones centimétricas de microconglomerados hacia la base de la unidad. Las limolitas presentan laminación paralela y numerosos restos bioclásticos, destacando los braquiópodos. En las areniscas, principalmente de grano medio, se reconocen estructuras sedimentarias, como laminación paralela y laminación cruzada, y muestran oquedades cuyo origen se relaciona posiblemente con la disolución de restos fósiles. La baja calidad de los afloramientos no ha permitido establecer la potencia de la formación, pero podría estimarse entre 50 y 125 m.

SPJELDNAES en HARTEVELT (1970) determinó una edad Caradoc superior para esta unidad, con base en su contenido en braquiópodos. Recientemente, trabajos realizados en áreas vecinas en los que se obtuvieron también restos de braquiópodos han permitido a GIL-PEÑA *et al.* (2004) asignar a esta formación una edad Caradoc terminal-Asghill.

2.2.3. Calizas y calizas arenosas (14). Formación Estana. Ashgill medio

Los afloramientos de estas calizas son escasos en las hojas cartografiadas y corresponden únicamente a dos pequeños afloramientos, uno de ellos en el extremo oeste de la hoja, en el flanco norte del sinclinal de Llavorsí y otro en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya. Si bien en el flanco norte de este último sinclinal, pero ya en territorio andorrano, esta formación muestra afloramientos de mayor extensión, aunque su potencia no llega a superar en ningún caso los 20 m. Consiste en calizas y calizas margosas grises a marrones oscuras y calizas arenosas grises que pueden adquirir un tono ocre anaranjado. En muchas ocasiones, las calizas presentan un aspecto oqueroso originado por la disolución de restos fósiles. En sección pulida muestran color negro y en algunos casos textura nodulosa.

La edad de esta formación, según los trabajos bioestratigráficos a partir de conodontos realizados sobre esta formación en el valle de Freser (Girona) por SANZ-LÓPEZ y SARMIENTO (1995), corresponde al Ashgill medio.

2.2.4. Pizarras grises oscuras a negras azoicas (15). Formación Ansovell. Ashgill medio-superior

Sobre las calizas de la formación Estana o, más frecuentemente, sobre la formación Cavà aflora la formación Ansovell, que es la unidad mejor representada de la sucesión del Ordovícico superior, tanto al norte del sinclinal de Llavorsí como en el extremo occidental del sinclinal de Tor-Casamanya. Está constituida por una monótona serie de pizarras grises oscuras a negras y es difícil observar en ellas superficies de estratificación, pudiéndose diferenciar únicamente algunos tramos con intercalaciones de niveles milimétricos de limos o areniscas grises claras. El espesor de esta formación puede superar en algunos casos los 200 m, aunque su límite superior suele encontrarse mecanizado y por tanto no es posible precisar su potencia con exactitud. En ocasiones, y dada su posición estratigráfica, esta formación puede ser confundida con las lutitas ampelíticas del Silúrico, si bien las pizarras de la formación Ansovell son más competentes y no tienen carácter carbonoso.

La ausencia de restos fósiles no permite asignar una edad concreta a esta formación por lo que, teniendo en cuenta las edades de las formaciones infra y suprayacente, se puede considerar una edad Ashgill medio-superior para esta unidad.

2.3. SILÚRICO

El Silúrico en la hoja de Ribera de Cardós está representado por una sucesión de lutitas ampelíticas negras con intercalaciones de niveles de calizas negras que se hacen más abundantes hacia el techo. Estas rocas han sido descritas por diferentes autores (ZANDVLIET, 1960; ZWART, 1965; HARTEVELT, 1970; BUCHROITHNER, 1979; POBLET, 1991), si bien fue DEGARDIN (1988) quien realizó un estudio bioestratigráfico y paleogeográfico más completo del Silúrico de los Pirineos. Basándose en el estudio de faunas de graptolites en el caso de las ampelitas y de conodontos en los niveles carbonatados, obtuvo resultados que indican la existencia de un registro sedimentario del Silúrico muy completo en los afloramientos pirenaicos. Aunque su base no está datada totalmente y hay que asumir la posible existencia de lagunas estratigráficas, los graptolites más antiguos que identifica DEGARDIN (1988) en lutitas negras arenosas los asigna al Aeroniense. Para la zona oriental del sinclinal de Llavorsí, al sur del Principado de Andorra, en la sección de la Fontaneda, identifica desde graptolites de la base del Llandovery (Monograptus halli, M. holmi y M. priodon) hasta conodontos del Pridoli (Hindeodella equidentata, Neoprioniodus bicurvatus, Neoprioniodus latidentatus, Ozarkodina typica denckmanni, Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis et Synprioniodina silúrica). Al norte del sinclinorio de Tor-Casamanya, en la zona del Port Negre (cresta fronteriza entre Andorra y España), este autor solo obtuvo fauna de conodontos de las calizas con ortoceras. Sin embargo, para esta misma área BUCHROITHNER (1979), obtuvo

conodontos desde la zona siluricus hasta la zona eosteinhornensis (Ludlow-Pridoli), en SANZ-LÓPEZ (1995).

Los afloramientos del Silúrico en la hoja de Ribera de Cardós están constituidos mayoritariamente por lutitas ampelíticas negras y algunos niveles carbonatados de calizas negras que se hacen algo más abundantes hacia el techo. A grandes rasgos, las sucesiones observadas se podrían correlacionar, al menos en parte, con la sección sintética propuesta para el Silúrico de la unidad de Sierra Negra-Llavorsí por SANZ-LÓPEZ *et al.* 2002 (figura 1).

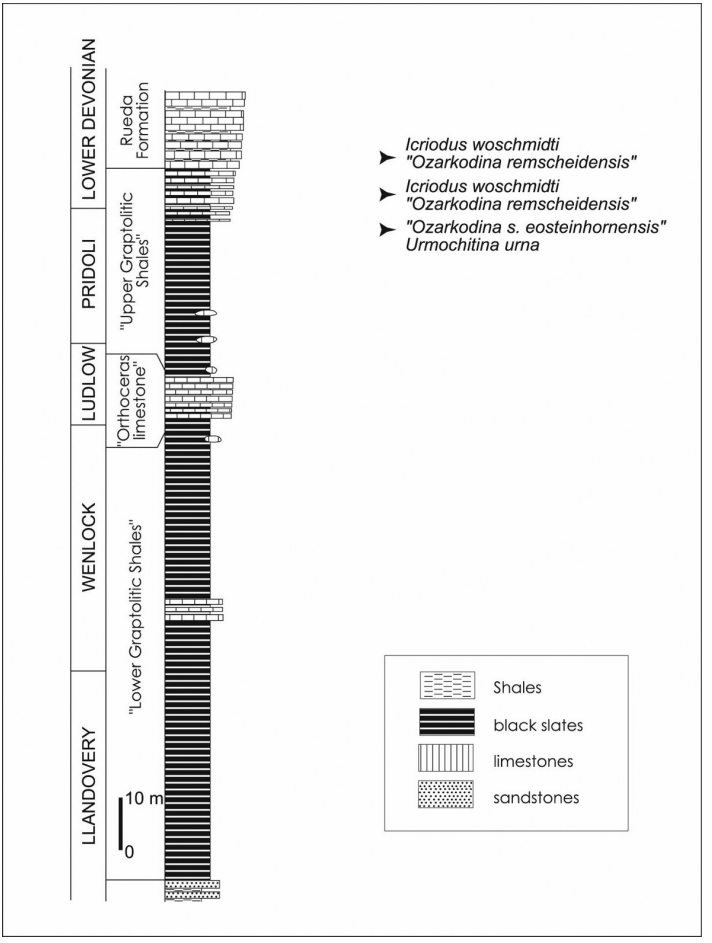


Figura 1. Columna estratigráfica sintética de las rocas silúricas del sinclinal Sierra Negra-Llavorsí según SANZ-LÓPEZ et al., (2002).

<table>
<tr><th>AUTORES</th><th colspan="8">AREAS DE FACIES PARA EL DEVÓNICO DEL PIRINEO</th></tr>
<tr><td>Mey, 1967</td><td colspan="2">Área de facies Meridional</td><td>Área de subfacies Sierra Negra</td><td rowspan="4">Área de facies Central</td><td>Área de subfacies del Valle de Aran</td><td rowspan="4">Área de facies Septentrional</td><td rowspan="4">Área de facies Occidental - Norpirenaica</td><td>Subarea del Norte</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3"></td><td>Área de subfacies Baliera</td><td rowspan="2"></td><td>Subarea del Centro</td></tr>
<tr><td>Área de subfacies Renanué</td><td>Área de subfacies del Pla dels Estanys</td></tr>
<tr><td>Área de subfacies Comte</td><td>Subarea del Suroeste</td></tr>
<tr><td>Boersman, 1973</td><td>Área de facies Meridional</td><td rowspan="2">Área de subfacies Sierra Negra s.l.</td><td>Área Sierra Negra s.s.</td><td colspan="2" rowspan="3">Área de facies Central</td><td rowspan="3">Área de facies Septentrional</td><td colspan="2" rowspan="3">Área de facies Occidental - Norpirenaica</td></tr>
<tr><td></td><td>Área Baliera</td></tr>
<tr><td colspan="2">Área de subfacies Renanué</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">Área de subfacies Comte</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>Zwart, 1979</td><td>Área de facies Meridional</td><td rowspan="2">Área de subfacies Sierra Negra s.l.</td><td>Área Sierra Negra s.s.</td><td colspan="2" rowspan="3">Área de facies Central</td><td rowspan="3">Área de facies Septentrional</td><td colspan="2" rowspan="3">Área de facies Occidental - Norpirenaica</td></tr>
<tr><td></td><td>Área Baliera</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">Área de subfacies Comte</td></tr>
</table>

Figura 2. Tabla de correlación de las áreas de facies definidas por los autores de la escuela de Leiden para el Devónico de la Zona Axial Pirenaica. Tomado de Clariana (2015).

2.3.1. Pizarras negras ampelíticas con niveles de calizas negras con orthoceras en la mitad superior (16). Silúrico

Estas lutitas se corresponderían al menos parcialmente con las denominadas «Pizarras Graptolíticas inferiores» (SCHMIDT, 1931). Constituyen una sucesión en la que no suelen identificarse superficies de estratificación salvo si se presentan intercalaciones de niveles carbonatados. En general, en todos los afloramientos identificados, estas lutitas suelen estar intensamente foliadas, plegadas y afectadas por numerosas fallas que hacen muy complicado establecer una sucesión continua, así como conocer el espesor real de la serie. Es muy frecuente la presencia de nódulos de pirita y precipitaciones sulfurosas y sulfatadas de colores amarillentos y blancos. Cuando estas lutitas se encuentran metamorfizadas es abundante la presencia de minerales alumínicos como, por ejemplo, quiastolita, corindón y cloritoide. Hacia el techo aumenta la presencia de nódulos carbonatados y capas de calizas que marcan el paso gradual hacia las «Calizas con Orthoceras». Estas últimas consisten en niveles de calizas y lutitas negras con nódulos carbonatados. Las calizas se disponen en estratos tabulares de hasta 40 cm en los que se puede identificar restos de orthocerátidos y crinoides. Estos materiales no superan la decena de metros de potencia en ninguno de los afloramientos observados.

2.4. DEVÓNICO

La sucesión devónica en la Zona Axial muestra una gran variación lateral de facies de unas unidades estructurales a otras. Entre los primeros estudios estratigráficos del sistema Devónico en esta zona destacan los realizados por los autores de la escuela de Leiden, MEY (1967a y b), HARTEVELT (1970), BOERSMA (1973) y ZWART (1979), entre otros. Desde los primeros trabajos de MEY (1967a) hasta las últimas modificaciones introducidas por ZWART (1979), estos autores definen, básicamente, cuatro áreas de facies caracterizadas por diferentes sucesiones estratigráficas para todo el Devónico de los Pirineos (Fig. 2): área de facies Occidental-Norpirenaica, área de facies Septentrional, área de facies Central y área de facies Meridional. En esta última y más concretamente en la subfacies Sierra Negra s. s. quedarían incluidos los materiales devónicos que afloran en la hoja de Ribera de Cardós.

El hecho de que las áreas de facies estén limitadas en la mayoría de los casos por importantes accidentes tectónicos, tanto variscos como alpinos, ha supuesto una limitación en cuanto a su utilidad estratigráfica regional. Esto y los avances en los estudios bioestratigráficos llevaron en los últimos años a SANZ-LÓPEZ (2002, 2004) a proponer una división en dominios sedimentarios que no tuviesen relación con las estructuras y que permitiesen una correlación de las diferentes unidades litoestratigráficas.

Las unidades litoestratigráficas utilizadas en este trabajo corresponden, la mayor parte, a las definidas por MEY (1967a) para la subfacies Sierra Negra que de base a techo son: la formación Rueda, la formación Castanesa, la formación Fonchanina y la formación Manyanet. A partir de aquí la serie adquiere un carácter más pizarroso, representado por la formación Civis, que sería definida por HARTEVELT (1970).

2.4.1. Alternancia de lutitas, lutitas carbonatadas y calizas margosas (17). Formación Rueda. Devónico Inferior

Esta unidad está bien representada tanto en el sinclinal de Llavorsí como en el sinclinal de Tor-Casamanya. La mayoría de las rocas devónicas del Sinclinal de Tor-Casamanya que afloran en la hoja de Ribera de Cardós pertenecen a esta formación.

Está constituida por una alternancia de lutitas, lutitas carbonatadas y calizas que se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica. Las lutitas muestran colores grises en superficie y corte fresco, mientras que las calizas presentan tonos ocres en superficie y gris oscuro en corte fresco. Estas últimas presentan texturas mudstone y wackestone y, en toda la unidad, se identifican restos de crinoides, cefalópodos ortocónicos y fragmentos bioclásticos. Hacia el techo, generalmente, disminuyen las lutitas, aumentando la presencia de estratos de calizas. Igualmente se aprecia un aumento del carácter carbonatado de la formación de oeste a este del sinclinal de Llavorsí. Así, en los afloramientos más occidentales, se han identificado, puntualmente, niveles de calizas arenosas que desaparecen hacia la zona oriental.

En lo que se refiere a la edad de esta formación, en la hoja de Ribera de Cardós no se han obtenido fósiles que permitan determinar su edad. Sin embargo, en áreas cercanas de la Zona Axial VALENZUELA-RÍOS y LIAO (2006), a partir de estudios bioestratigráficos de conodontos, asignan a la formación Rueda una edad Lochkoviense-Praguiense.

2.4.2. Calizas, calizas margosas y margas de color gris oscuro (18). Formación Basibé. Devónico inferior

En la hoja de Ribera de Cardós esta formación aflora principalmente en la parte occidental del sinclinal de Llavorsi, donde se pueden diferenciar claramente tres tramos: el inferior, que consiste en una alternancia de calizas, calizas margosas y lutitas carbonatadas; un tramo intermedio con mayor proporción de niveles lutíticos y limosos y el superior representado por calizas masivas. Sin embargo, hacia la parte oriental del sinclinal no es posible individualizar el tramo intermedio.

Esta unidad consiste en calizas grises masivas y calizas estratificadas con intercalaciones de calizas margosas grises oscuras, alcanza unos 100 m de espesor y da lugar a importantes resaltes en el paisaje, lo que favorece su cartografía. Las calizas se disponen en estratos de hasta 60 cm de potencia. Presentan texturas mudstone, mudstone-wackestone y wackestone, en las que se identifican restos de crinoides, corales, trilobites y otros fragmentos bioclásticos. Las calizas margosas, dispuestas en estratos de potencia decimétrica, son más abundantes en la mitad inferior y en ellas se identifican restos de crinoides. La textura wackestone de las calizas es más frecuente hacia el techo, a la vez que en la parte más alta se observa de nuevo un cierto aumento de los niveles de calizas margosas.

La edad de esta formación se ha establecido en secciones del valle del Segre cercanas a la hoja de Ribera de Cardós, en las que se han registrado conodontos del Praguiense en la base y del Emsiense inferior en los niveles más altos de esta formación, según VALENZUELA-RÍOS (2002).

2.4.3. Lutitas grises oscuras a negras (19). Formación Fonchanina. Devónico Inferior

Dentro de la hoja cartografiada, esta formación solo se ha podido diferenciar en el sinclinal de Llavorsí y, más concretamente, en su parte central y occidental. Concretamente, en el flanco norte de la parte central del sinclinal de Llavorsí: en los alrededores de la población de Burg, pueden observarse algunos de los mejores afloramientos de esta formación.

Está compuesta íntegramente por lutitas grises oscuras a negras, que, cuando se alteran, muestran un color gris muy claro. En ella no se han podido diferenciar superficies de estratificación y su contenido fósil no es muy abundante, identificándose únicamente restos de crinoides. Se caracteriza por su escasa potencia, ya que esta no supera los 20 m.

La edad de esta formación fue establecida como Emsiense inferior por SANZ-LÓPEZ (2002), por correlación con otros puntos de la Zona Axial situados más al norte de la vecina hoja de Isil (149) y con base en la bioestratigrafía de conodontos (SANZ-LÓPEZ, 1995).

2.4.4. Alternancia de pizarras carbonatadas, margocalizas y calizas de colores verdes y rosados (20). Formación Manyanet. Devónico inferior

Esta unidad aflora tanto en el sinclinal de Llavorsí como en el de Tor-Casamanya, si bien en este último los afloramientos se encuentran en la parte centro-oriental del sinclinal y por tanto se sitúan en la hoja contigua de Andorra (183).

La alternancia que caracteriza esta formación se compone de calizas margosas verdes y beiges con intercalaciones de calizas beiges y rosas en la base, que llegan a constituir una alternancia hacia el techo. Muestra importantes espesores, superando los 90 m de potencia. Las calizas, dispuestas en estratos de hasta 25 cm de espesor, tienen textura mudstone, y en ellas pueden identificarse restos de crinoides y draquioconaridos. En muchos casos, estas calizas están recristalizadas, adquiriendo un aspecto marmóreo, y hacia el techo presentan un carácter mucho más margoso.

El estudio bioestratigráfico a partir de conodontos, llevado a cabo por VALENZUELA-RIOS *et al.* (2009) en los afloramientos de esta formación situados en el núcleo del sinclinal de Tor-Casamanya, en Andorra, permitió hallar fauna perteneciente al Emsiense Superior y al límite Emsiense-Eifeliense, lo cual está en consonancia con la edad atribuida para esta formación por SANZ-LÓPEZ (2002) (Emsiense Medio-Límite Emsiense-Eifeliense).

2.4.5. Lutitas grises micáceas con intercalaciones calcáreas y arenosas (21). Formación Civis. Devónico inferior

La formación Civis, es la unidad devónica más alta de la hoja de Ribera de Cardós. Aflora en el sinclinal de Llavorsí y ocupa un área muy extensa que marca claramente el núcleo del sinclinal.

Esta unidad de marcado carácter pelítico, consiste esencialmente en lutitas grises micáceas con intercalaciones de niveles de calizas margosas grises y areniscas ocres más abundantes hacia la base de la unidad. Su potencia no ha podido ser establecida de manera precisa, pero puede superar los 60 m. Las lutitas, con características muy uniformes, imprimen un aspecto monótono a la serie, solo roto por las calizas margosas y areniscas que se disponen en estratos de potencia centimétrica a decimétrica.

En lo que se refiere a la edad de esta formación, los conodontos obtenidos en áreas cercanas a la hoja de Ribera de Cardós permiten asignarle una edad Eifeliense (SANZ-LÓPEZ, 2002), si bien su límite superior podría situarse en el Givetiense medio, según los datos aportados por los primeros estudios bioestratigráficos de las unidades carbonatadas situadas por encima

de esta formación, en la parte central del sinclinal de Tor-Casamanya, en el Principado de Andorra (VALENZUELA-RÍOS *et al.*, 2009).

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios presentes en las hojas de Noarre y Ribera de Cardós se relacionan principalmente con procesos glaciares, periglaciares, de ladera y, en menor medida, fluviales.

Los depósitos de origen glaciar, de edad pleistocena, son retazos de acumulaciones morrénicas, tills y depósitos de obturación que se localizan principalmente en cubetas de sobreexcavación, laderas y valles colgados que arrancan de los circos glaciares que circundan la frontera con Francia al norte y con Andorra al este, donde se dan las cotas más altas. Los depósitos periglaciares, que son los de mayor extensión superficial, están presentes en las laderas previamente modeladas por el glaciarismo. Los depósitos de ladera y fluviales ocupan las cotas más bajas en el entorno de los valles actuales de los ríos Noguera de Cardós, Noguera de Vallferrera y Noguera Pallaresa.

2.5.1. Bloques, cantos y arenas con abundante matriz arcillosa. Tills glaciares y morrenas (22). Pleistoceno superior

En esta unidad se engloban tanto depósitos glaciares indiferenciados, como aquellos que todavía conservan su morfología de morrena. Son depósitos detríticos muy mal seleccionados, muy heterométricos, que presentan desde grandes bloques y cantos de granitos, pizarras y cuarcitas (según el área fuente), a arenas, normalmente con una matriz arcillosa muy abundante, de colores ocres o grises. Los espesores son muy variables, desde menos de 1m hasta espesores que superan los 30 m, como en la Pleta del Prat.

Depósitos morrénicos aparecen en la hoja de Noarre (150) en cotas altas, asociados a circos glaciares, como los presentes en el entorno del Mont-roig (2847 m) y del Pic del Port de Tavascán, cerca de frontera con Francia. En cotas más bajas, como en la vertiente este de la sierra de Mascarida, los depósitos morrénicos se extienden por las laderas y barrancos del torrent del mismo nombre y del torrent de Mascaró hasta la zona de la Pleta del Prat, en el límite suroeste de la hoja de Noarre.

En la carretera de acceso a la estación de esquí de la Pleta de Prat se pueden observar diferentes facies de estos depósitos que, debido a la imposibilidad de representarlos cartográficamente de forma individual, aparecen representados como una única unidad. Se aprecian niveles masivos, con cantos y bloques dispersos de pizarra de hasta 80 cm, e incluso de hasta 2 m, con matriz muy abundante, arcillosa, de color ocre y gris; también se aprecian niveles de gravas heterométricas, mal seleccionadas, con clastos de pizarra centimétricos hasta bloques de 1 m, flotando en una matriz abundante, arcillosa, de color gris y ocre; se observa cierta estratificación, buzando hacia el NNE (hacia el valle principal). Aunque no existe gradación de

tamaños, hay algún nivel de cantos gruesos, de 30 a 50 cm, con cierta imbricación; hacia el techo, el tamaño de los cantos es menor y menos heterométricos. Algunos cantos son muy redondeados y también hay otros más angulosos; en algunos de estos cantos más angulosos se observan estrías glaciares. Todo el conjunto de este depósito supera los 35 m de potencia.

En las proximidades de Ginestarre afloran depósitos morrénicos adosados en la ladera que, debido a los procesos erosivos, han perdido en gran parte su morfología original. En este punto los clastos son de pizarra, la mayoría tiene un tamaño inferior a 10 cm, aunque hay bloques dispersos de entre 30 cm a 1 m en los cuales se aprecian estrías. La matriz es arcillosa, de color gris-ocre, y supone aproximadamente el 50% del depósito. La potencia de este depósito es muy irregular, en algunos puntos tiene unos 4 m de potencia y puntualmente llega a aflorar el sustrato pizarroso por erosión.

Otros puntos en los que se distinguen depósitos morrénicos están en Lleret, a 1290 m de altitud, en Boldís Jussá y Boldís Subirá. Cerca de la localidad de Tavascán, en la margen izquierda del río Lladorre, se puede observan un afloramiento de un depósito de color beige de arcillas con cantos redondeados de pizarras y cuarcitas de hasta 1 m de diámetro que flotan en la matriz arcillosa; el depósito es masivo y no presenta ninguna estructura.

Los tills están presentes en cotas altas y medias de ambas hojas, acumulándose en el entorno de laderas y fondos de valle de los torrentes que conforman la red de drenaje de los relieves de origen glaciar.

A todos estos depósitos se les ha atribuido una edad Pleistoceno superior.

2.5.2. Gravas y arenas; arenas y limos con laminación paralela

Depósitos de obturación glaciar. Kame (23). Pleistoceno superior.

Estos depósitos aparecen al sur de la hoja en cotas bajas. El de mayor desarrollo está localizado muy cerca del cauce de la Noguera Pallaresa y del pequeño núcleo de población de Aidí y el barranco del Fontanal; otros dos se sitúan al oeste de la localidad de Tirvia, en la margen izquierda de la confluencia de la Noguera de Cardós y la Noguera de Valferrera.

Estos depósitos afloran bien en la localidad de Tirvia y en ellos se observa que están formados por niveles de gravas y arenas, y niveles de limos. En la base presentan niveles de gravas con clastos pizarrosos, la mayoría de tamaño centimétrico, en bancos con estratificación cruzada y paralela, y en algún punto con cantos imbricados; estos niveles de gravas tienen una potencia de aproximadamente 50 m. Por encima aparecen niveles de arenas finas y limos de color beige con laminación paralela y pequeños ripples, niveles de limos varvados con alternancia de láminas claras y oscuras, y por encima de éstos aparecen niveles masivos de limos con pequeños cantos (1-2 cm) dispersos, tanto angulosos como redondeados. Estos depósitos presentan diferentes estructuras de deformación: fallas normales e inversas con

cantos orientados, inyecciones de diques de arena y convolutas. La deformación de estos niveles glaciolacustres incluye deformación sedimentaria, glaciar y sísmica (Rodríguez-Pascua y Perucha, 2008). La potencia total de los depósitos de Tirvia alcanza casi los 100 m.

2.5.3. Bloques angulosos. Glaciar rocoso (24). Pleistoceno superior - Holoceno

Los glaciares rocosos son muy abundantes en toda la hoja de Noarre y en la parte oriental de la hoja de Ribera de Cardós. Estas formaciones superficiales se originan en ambiente periglaciar y ocupan frecuentemente el fondo de antiguos circos glaciares o las zonas altas de algunas laderas. Su presencia está ligada a los procesos de deglaciación en la alta montaña templada y su génesis se considera un fenómeno de transición entre el ambiente glacial y el periglacial. Están constituidos por derrubios gruesos y finos que contienen o contuvieron hielo intersticial y pueden presentar movimiento actualmente o lo tuvieron en el pasado.

Están constituidos por grandes bloques angulosos, de diferentes litologías (pizarras, cuarcitas, granitos) según la zona, con matriz escasa y con una potencia también variable que puede superar la decena de metros. Los de mayores dimensiones se encuentran en la hoja de Noarre, al norte de Pics dels Estanys, y en la ladera oriental de la Serra de Canals, y en la hoja de Ribera de Cardós al norte del Pic de la Bassera y al noroeste del Saloria. La mayoría de ellos presentan en superficie, en las zonas centrales, crestas y surcos en forma de arco, indicando el sentido del flujo. El frente del glaciar rocoso suele tener también forma arqueada y es bastante abrupto.

En la zona del Pirineo Central-Oriental se han localizado glaciares rocosos activos con movimientos de 22 cm/año (SERRANO y AGUDO, 1998).

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.4. Bloques, arenas y limos. Morrena de nevero (25). Pleistoceno superior - Holoceno

Las morrenas de nevero se sitúan en las laderas de los circos glaciares, asociadas a glaciares rocosos, y a taludes y conos de derrubios. Están formados principalmente por bloques, arenas y limos. Las de mayor extensión se localizan al sur de la hoja de Ribera de Cardós, en la parte nororiental del circo del Pic de Mániga; también aparecen al este de la hoja, en la cabecera del valle de Vallferrera, concretamente en los circos glaciares de Baian, Coma de l'Orri y Estanys d'Escorbes. La potencia de estos depósitos es muy variable, pero puede alcanzar varios metros.

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.5. Bloques angulosos de tamaño métrico. Corredores rocosos, campos de rocas. (26). Pleistoceno superior - Holoceno

Al igual que las vertientes de bloques, los corredores rocosos y los campos de rocas se generan por procesos de gelifracción, tan solo se diferencian por su posición en la superficie topográfica. Los corredores rocosos se ubican en los valles y los campos de bloques se desarrollan en superficies horizontales o de baja pendiente. Todos ellos están constituidos por bloques angulosos de gran tamaño en superficie, sin matriz, y materiales más finos en profundidad, debido a los procesos de lavado de los finos.

En algunos puntos donde la pendiente es menos acusada los derrubios aparecen tapizando las laderas, acomodándose a ellas, formando un campo de bloques, como el que se observa en la Coma de l'Orri, al norte del Pic de Palomer, y en el circo que hay al norte del pico Monteixo (2904 m). Tienen un espesor estimado de varios metros.

Se les atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.6. Bloques angulosos de tamaño métrico. Vertiente de bloques de origen periglaciar (27). Pleistoceno superior - Holoceno

Las vertientes de bloques se dan en las laderas al pie de escarpes rocosos, donde los procesos de gelifracción producen fragmentos que caen ladera abajo. En este tipo de depósitos se produce una clasificación de los clastos, estando los mayores en superficie y los materiales finos en profundidad. Estas formaciones superficiales están constituidas por grandes bloques de tamaño métrico y gravas, los clastos son angulosos y de litologías variables en función de la litología del sustrato. Su potencia es variable, pero puede llegar a superar la decena de metros.

En la hoja de Ribera de Cardós, en la ladera norte del Pic de Mániga, hay una vertiente de bloques de gran extensión superficial.

Estos depósitos se atribuyen al Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.7. Bloques, gravas heterométricas angulosas, matriz arcillosa gris-ocre. Talud o cono de derrubios de origen periglaciar (28). Pleistoceno superior - Holoceno

Tanto los conos como los taludes de derrubios están constituidos por bloques, gravas y cantos, heterométricos y de litología variable, con matriz arcillosa muy escasa o inexistente, de color gris y ocre. Se encuentran distribuidos por todos los sistemas glaciares de la zona, tapizando las laderas de fuerte pendiente de los circos glaciares. Su origen es la combinación de la gelifracción y los procesos gravitacionales, resultando un depósito caótico de distintas granulometrías sin clasificar. Estas formaciones superficiales aparecen como mantos que

tapizan las laderas en forma de taludes o en forma de conos al pie de las vertientes. Su potencia es muy variable, pudiendo llegar a superar los 20 m.

En la Pleta del Prat, se observan depósitos morrénicos recubiertos por conos de derrubios que están formados por cantos angulosos de pizarras negras, planares, prácticamente sin matriz.

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.8. Bloques y cantos angulosos. Canchal de origen periglaciar (29). Pleistoceno superior - Holoceno

Estos depósitos se forman por la acción de procesos periglaciares. Son acumulaciones de grandes bloques angulosos que tapizan de forma más o menos continua las laderas, alimentados por los escarpes rocosos situados por encima de ellos. Están formados por bloques y cantos angulosos, de dimensiones métricas en muchas ocasiones, y de diferentes litologías según la roca madre. Suelen tener un perfil cóncavo.

Están presentes sobre todo en el sistema glaciar-periglaciar de Valferrera, en las vertientes que definen la alineación, de este a oeste, de los circos y picos glaciares de Pic de Valpeguera, Pic d'Escorbes, Pic de Palomer, Pic de Gerri y Pic de Norís.

Se les atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.9. Bloques de litología variada, arenas y limos. Deslizamiento (30). Pleistoceno superior - Holoceno

Al sureste de la localidad de Gavás, en una ladera con orientación norte, se aprecia un deslizamiento con morfología lingüoide y estrecha, de unos 400 m de longitud, y en el que se distingue la cicatriz de cabecera. El depósito está constituido por bloques angulosos en una matriz de arenas y limos.

Se le atribuye una edad Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.10. Bloques y cantos angulosos. Canchal (31). Holoceno

Se han individualizado estas formaciones superficiales de las de origen periglaciar por predominar en ellas los procesos gravitacionales sobre los periglaciares, al estar situadas a una cota inferior o en laderas orientadas al sur. Los canchales están formados por bloques y cantos angulosos, de diferentes litologías según la roca madre, y de dimensiones incluso métricas. Estos canchales aparecen recubriendo las laderas con espesores variables que no sobrepasan los 10 m. Aparecen en Estarón, entre los 900 m y 100 m de altitud, y en la vertiente sur de la sierra del Sotillo.

Esta unidad se atribuye al Holoceno.

2.5.11. Bloques y cantos angulosos, matriz arcillosa. Depósito de ladera, cono o talud de derrubios (32). Holoceno

Estos depósitos recubren las laderas y están originados por la acción conjunta de la crioclastia y la gravedad. Los conos de derrubios se caracterizan por su geometría en forma de cono y tener un perfil convexo. Los taludes de derrubios presentan morfologías diversas y se adaptan a las laderas. Ambos están formados por clastos angulosos que suelen disponerse formando una fábrica planar y clastosoportada; suelen presentar intercalaciones más finas. Los clastos suelen ser de pizarra y cuarcita, con algunos bolos de granito, y la matriz arcillosa. Estos depósitos aparecen en toda la extensión de la hoja.

En la Pleta del Prat se observan depósitos morrénicos recubiertos por derrubios de vertiente con morfología de cono. Estos conos de derrubios están formados por cantos angulosos de pizarra negra, planares, prácticamente sin matriz.

Se les atribuye una edad Holoceno.

2.5.12. Bloques, gravas angulosas, arenas y arcillas. Coluvión (33). Holoceno

En las zonas de menor altitud, el modelado de las laderas da origen a coluviones, los cuales aparecen al pie de las vertientes y normalmente en continuidad con los fondos de valle. Están constituidos por bloques, gravas angulosas, arenas y arcillas, con proporciones variables de matriz. La litología de los clastos es muy diversa, ya que depende del área de procedencia, aunque predominan las litologías de pizarras, cuarcitas y areniscas. A veces se observan niveles de gravas angulosas bien estratificadas, con matriz muy escasa. Se diferencian de las laderas de derrubios por la textura, ya que en los coluviones existe una mayor abundancia de finos y los clastos son de menor tamaño. Estos depósitos aparecen en los valles de los ríos principales, Noguera de Cardós, Noguera de Vallferrera, Noguera Pallaresa, Riu de Tavascán, Riu de Peracalç y Riu d'Unarre. Su potencia es muy variable, ya que pueden acumular desde pocos decímetros a varios metros, por lo que muchos de ellos no son representables en la cartografía.

La edad de estos depósitos se atribuye al Pleistoceno superior - Holoceno.

2.5.13. Gravas con matriz arcillosa y bloques. Conos de deyección (34). Holoceno

Estos depósitos se caracterizan por su morfología en forma de cono, su mayor pendiente y sus menores dimensiones en comparación con los abanicos. Los conos de deyección están asociados en general a barrancos de fuerte torrencialidad. Se localizan a la salida de los barrancos en los valles principales: en la hoja de Noarre, en los valles de los ríos Tavascán y Noarre, y en la hoja de Ribera de Cardós, en los valles de la Noguera de Valferrera, la Noguera Pallaresa y la Noguera de Cardós. Su litología varía en función del área y la fuente del material que alimenta el depósito. En general están formados por gravas y arenas con una matriz

arcillosa con bloques dispersos. En el depósito se pueden observar estratificaciones cruzadas, rellenos de canal e imbricación de cantos; en los materiales finos aparecen laminaciones paralelas y laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Al sur de Ribera de Cardós, a la salida del Barranc dels Comanals, hay un cono de deyección cortado por la carretera, con una potencia aflorante de aproximadamente 30 m. El depósito está constituido por gravas heterométricas, con clastos, en su mayoría, de unos pocos centímetros, hasta bloques de 70 cm; la litología de los clastos es variada: pizarras principalmente, aunque también hay clastos de cuarcita y cuarzo, y se observa también algún bolo de granito. Los clastos son angulosos, la matriz es arcillosa, de color gris y no es muy abundante (<20 %); el depósito es clastosoportado y los clastos se disponen de forma ordenada (planar).

A esta unidad se le atribuye una edad Holoceno.

2.5.14. Arenas, limos, arcillas y gravas; bolos y bloques. Depósitos de arroyada, aluvial-coluvial (35). Holoceno

En esta unidad se han englobado aquellos depósitos que aparecen en la parte baja de las laderas, en zonas de baja pendiente y conectados con los depósitos de fondo de valle, con los que se interdigitan. Están formados por arenas con lentejones de gravas y matriz arenosa, limos, arcillas y gravas, con bolos y bloques dispersos. La potencia es variable, desde pocos decímetros a unos pocos metros.

A esta unidad se le atribuye una edad Holoceno.

2.5.15. Arenas, gravas, limos, bolos y bloques. Fondo de valle, llanura de inundación, terrazas (36). Holoceno

Los depósitos de origen fluvial aparecen restringidos a bandas muy estrechas a lo largo de los cursos fluviales. Están constituidos por arenas, gravas, bolos y bloques, de litologías variadas en función del área fuente (pizarras negras, cuarcitas y granitos), redondeados o subredondeados, normalmente de tamaño centimétrico, aunque también hay bloques redondeados de granito de hasta 60 cm; la matriz es arenoso-limosa. Los depósitos de llanura de inundación están formados por arcillas de color gris oscuro, con algunos cantos de pizarras negras de tamaño centimétrico, y por cuarcitas.

Los depósitos de llanura de inundación y de terrazas, debido a su pequeña extensión en superficie, tan solo se han podido representar cartográficamente en las proximidades de la localidad de Noarre, en el río Tavascán, y en otro punto del río Lladorre. En el río Tavascán, en las proximidades del límite entre las hojas de Noarre y Ribera de Cardós, aguas abajo de la localidad de Noarre, además de la llanura de inundación, se aprecian varios niveles de terrazas que se disponen de forma asimétrica, de tal forma que en la margen derecha se aprecian dos niveles, uno a más de 3 m y otro a más de 10 m, y en la margen izquierda uno a más

de 5 m. Están formadas por arenas y arcillas de color gris oscuro, con cantos centimétricos de pizarras negras fundamentalmente, también contienen cantos de cuarcitas y algunos bloques redondeados de granito de hasta 60 cm, estos últimos procedentes de zonas altas de cabecera donde existen afloramientos graníticos.

En la localidad de Lladore, los depósitos de fondo de valle están formados por cantos y bloques de hasta 3 o 4 m de pizarra, y también de granito, aunque son más escasos y de menor tamaño.

Todos estos depósitos se asignan al Holoceno.

3. TECTÓNICA

Estructuralmente, los materiales variscos de las hojas de Noarre y Ribera de Cardós forman parte del denominado domo de la Pallaresa, del anticlinal de la Massana y de los sinclinales de Llavorsí y Tor-Casamanya. El domo de la Pallaresa constituye a grandes rasgos un anticlinorio (o estructura braqui-antiformal), definido por la disposición de la estratificación de los niveles supra-Ordovicico superior. Se diferencia de los considerados típicos domos estructurales de la Zona Axial pirenaica (p.ej. Canigó, Bossost) por el hecho de que la estructura en domo no la define la foliación dominante, sino exclusivamente la disposición de la estratificación de la envuelta silúrico-devónica. El domo de la Pallaresa queda limitado por el norte por los pliegues en el Devónico de la región de Salau. Por el sur el domo queda flanqueado por el sinclinal de Llavorsí. Hacia el oeste termina periclinalmente en la envuelta silúrico-devónica de la región de Marimanya, mientras que hacia el este enlaza con los domos gnéisicos de Astón y de L'Hospitalet. Y, por otra parte, el sinclinal silúrico-devónico de Tor-Casamanya y el anticlinal de la Massana, situados al sureste, desaparecen hacia el oeste en el interior del domo, al hacerse difícilmente reconocibles en los materiales cambro-ordovícicos. Además, en el noreste y oeste del domo se encuentran los macizos graníticos de Bassiés y Marimanya respectivamente (Fig. 3).

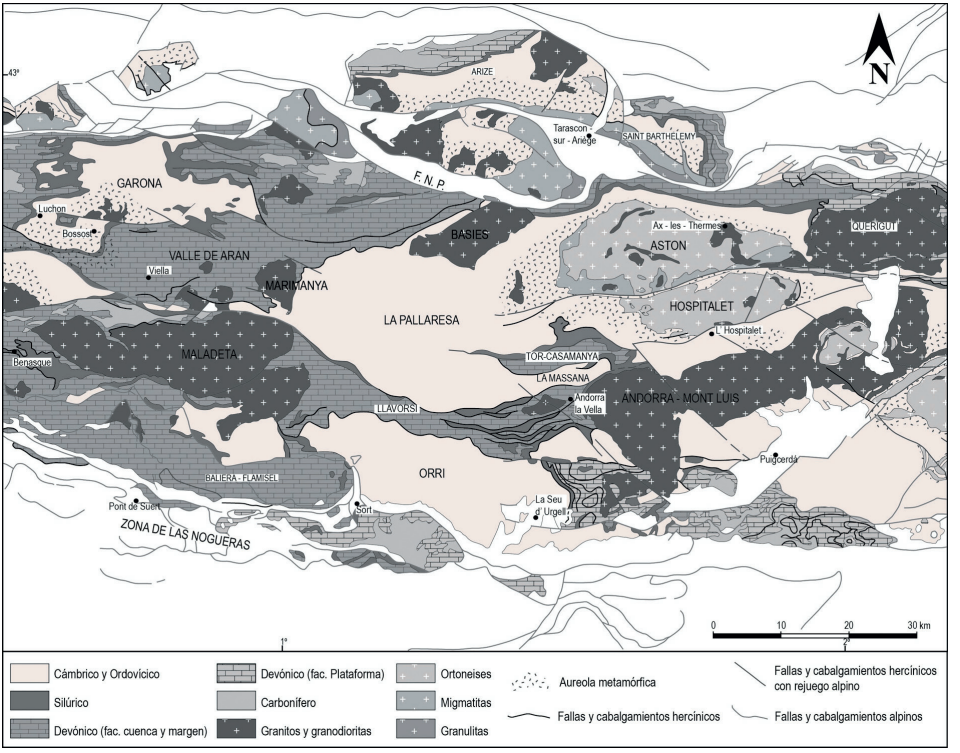


Figura 3. Principales unidades estructurales y estructuras de la zona cartografiada.

La deformación que presentan las rocas es esencialmente varisca y se observan rasgos diferenciados entre la estructura interna del domo de la Pallaresa y la de los sinclinales de Llavorsí y Tor-Casamanya - CAPELLÀ (1991), POBLET (1991). En el domo de la Pallaresa afloran rocas de edad pre-Caradoc cuya característica estructural más destacada es el desarrollo de una foliación tectónica que se dispone subvertical al norte y que gradualmente, hacia el sector meridional, adquiere vergencia sur. Al norte, esta foliación se encuentra plegando a una anterior que se observa localmente asociada a pliegues vergentes al norte. Mientras que, al sur del domo, está claramente asociada a pliegues apretados vergentes al sur, y a escala de afloramiento apenas se observan estructuras previas. Estas características permiten establecer una diferenciación estructural entre los dominios septentrionales del domo, situados al norte de la franja de calizas y pizarras de la serie de Lladorre, coincidiendo con un posible contacto tectónico y los dominios meridionales situados al sur de esta franja. En el caso del sinclinal de Tor-Casamanya, las rocas del Silúrico y Devónico se encuentran afectadas por pliegues y cabalgamientos de dirección principalmente E – O y sentido de movimiento hacia el sur. Los pliegues, reconocibles a todas las escalas, son derechos o vergentes al sur,

y poseen una foliación de plano axial que es la principal en todo el sinclinal. Al norte del sinclinal, el contacto entre el Silúrico y el Devónico viene marcado por la falla de Arinsal. Al sur, la falla de Pal configura el límite sur del sinclinal de Tor-Casamanya poniendo en contacto las unidades silúrico-devónicas con diferentes formaciones del Ordovícico superior del anticlinal de la Massana. Este anticlinal, cuya característica estructural más destacable, a la vista de la cartografía, es una foliación muy penetrativa de dirección E – O, subvertical o vergente al sur, separa los sinclinales de Tor-Casamanya y de Llavorsí. Al igual que sucedía en el sinclinal de Tor-Casamanya, en el núcleo del sinclinal de Llavorsí afloran rocas del Silúrico y Devónico, deformadas por pliegues derechos o vergentes al sur y cabalgamientos de dirección principalmente ENE – OSO y sentido de movimiento hacia el sur. Los pliegues llevan asociada una foliación de plano axial que es la dominante en todo el sinclinal. Su límite meridional, localizado en la hoja contigua al sur (la Seu de Urgell), corresponde al cabalgamiento de Llavorsí, que provoca a menudo que las formaciones del Devónico inferior-medio se pongan directamente en contacto con las rocas de la sucesión pre-Caradoc y del Ordovícico superior del domo del Orri.

Al igual que en el resto de la Zona Axial pirenaica, algunas de las estructuras que afectan a las rocas paleozoicas que afloran en las hojas de Noarre y Ribera de Cardós se generaron durante la orogenia Alpina, que dio lugar al orógeno pirenaico (MUÑOZ, 1992). Si bien en estas hojas el efecto de esta última orogenia es poco evidente, pueden reconocerse pliegues y foliaciones tardías de origen alpino. Por otra parte, hay que señalar la reactivación que produjo esta orogenia sobre cabalgamientos y fallas originados durante la orogenia varisca o durante la extensión mesozoica (POBLET, 1991, GIL-PEÑA Y BARNOLAS, 2004).

A la vista de las características estructurales expuestas, la descripción de la estructura varisca se va a realizar por separado para cada una de las unidades estructurales presentes. Para referirse a las estructuras en un sentido temporal se han agrupado estas en fases de deformación, intentando establecer una correlación entre las diferentes unidades. Para ello se ha tomado como referencia el modelo de fases de deformación propuesto por CLARIANA (2017) para el extremo noreste del domo de la Pallaresa, el sinclinal de Tor-Casamanya, el anticlinal de La Massana y el sinclinal de Llavorsi.

3.1 LA ESTRUCTURA DEL DOMO DE LA PALLARESA

Como se ha señalado en el apartado anterior, en esta unidad se ha diferenciado entre los dominios septentrionales y los dominios meridionales.

3.1.1 Dominios septentrionales

Los dominios septentrionales muestran una mayor complejidad estructural, especialmente en el sector NE donde el domo de la Pallaresa conforma a su vez el flanco occidental del domo

del Aston. En este dominio se han reconocido una serie de estructuras que se han agrupado en varias fases de deformación.

Estructuras de fase 1

En el extremo norte de la hoja de Noarre se ha identificado una foliación (S1) que muestra buzamientos moderados generalmente hacia el sur. El análisis de las relaciones entre la estratificación y la foliación, junto con los datos de polaridad estratigráfica, ha hecho posible reconstruir los pliegues asociados con esta foliación. Estos consisten en pliegues que alcanzan escala hectométrica tumbados y/o vergentes al norte con una dirección aproximada NO-SE y que se reconocen principalmente en el extremo norte de la hoja de Noarre, como puede observarse en los cortes geológicos realizados para este sector (corte II – II'). En general, estos pliegues tienen una geometría de flancos adelgazados y charnelas engrosadas, como muestran los pliegues menores asociados, de escala centimétrica, reconocidos en los afloramientos de la zona de Pleta Palomera.

Estructuras de fase 2

Corresponden a pliegues de orientación NO – SE a E – O y plano axial subvertical que, hacia la parte sur de los dominios septentrionales, se hacen progresivamente más abundantes. En general son pliegues apretados a los que se asocia una foliación de plano axial de orientación esencialmente E – O (S2) y que es la foliación dominante en la mayor parte del dominio septentrional. Esta foliación corresponde a una foliación de crenulación, dado que produce el microplegamiento de la foliación anterior S1. La representación estereográfica de los ejes de los pliegues de segunda fase y de sus lineaciones de intersección muestra una clara dispersión e inmersiones moderadas al oeste, lo que puede ser interpretado como el efecto de la existencia de estructuras previas, como los pliegues de fase 1.

En algunos puntos, como por ejemplo en la zona del Port de Boet se observan bandas de intensa deformación, que presentan la misma orientación que los pliegues de fase 2 (NO – SE a E – O) con componentes de aplastamiento que dan lugar a la transposición de la foliación S1. Estas bandas presentan buzamientos de entre 50 y 70 grados hacia el norte.

3.1.2 Dominios meridionales

Estos dominios abarcan la parte sur del domo de la Pallaresa y muestran unas características estructurales más regulares y homogéneas. En este sector, las estructuras de fase 1 descritas en los dominios septentrionales presentan un desarrollo muy escaso y predominan de manera generalizada las estructuras de fase 2.

Estructuras de fase 1

En puntos del extremo norte del sector meridional se ha observado que la foliación dominante corresponde a una foliación de crenulación ya que afecta a un clivaje previo que puede ser

correlacionable con la foliación S1 de los dominios septentrionales. En este sector no se han observado pliegues asociados con este clivaje.

Estructuras de fase 2

Consisten en pliegues E – O, reconocibles a todas las escalas, apretados y vergentes al sur con una foliación de plano axial asociada muy penetrativa (S2) de dirección esencialmente E – O y que corresponden a la foliación dominante en todo el sector meridional. Las lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues presentan un buzamiento variable, si bien predominan los valores poco buzantes. A su vez, presentan una dispersión notable que puede ser interpretada como efecto de la presencia de estructuras pre foliación dominante, análogamente a como se ha descrito para las estructuras de fase 2 de los sectores septentrionales. El importante desarrollo de estos pliegues con geometrías muy apretadas y de su foliación de plano axial produce la transposición de las estructuras de fase 1. Las estructuras descritas son correlacionables con las estructuras de fase 2 de los dominios septentrionales.

3.1.3 Transición entre los dominios septentrionales y meridionales

En los apartados anteriores se han descrito las principales diferencias estructurales que han ocasionado la división de dos dominios en el domo de la Pallaresa. Básicamente, estas diferencias consisten en una mayor complejidad estructural con la presencia clara de dos generaciones de pliegues en el sector s.eptentrional frente al dominio claro de los pliegues vergentes al sur con una foliación dominante de orientación constante esencialmente E – O en los dominios meridionales. El límite entre ambos dominios coincide con un horizonte estratigráfico situado en las calizas y pizarras negras de la serie de Lladorre, límite que ya fue sugerido por CAPELLÀ (1991).

El límite sigue el trazado E – O de la franja de materiales de la serie de Lladorre que además de marcar un cambio estructural marca también un cambio litológico. A partir de las observaciones de campo y de la realización de los cortes geológicos se ha considerado que los límites de la serie de Lladorre se encuentran mecanizados, dando lugar a contactos tectónicos que provocan el movimiento del bloque superior hacia el sur poniendo en contacto rocas más antiguas de la sucesión cambro-ordovícica con rocas más modernas también de edad pre-Ordovícico superior. La localización de un contacto tectónico varisco, y posiblemente reactivado durante la orogenia alpina entre ambas unidades, parece bastante posible, si bien, como se puede apreciar en los cortes I – I' y III – III' estas fallas no provocan un salto en la serie excesivamente importante por lo que es muy poco probable que constituya la traza de un cabalgamiento mayor alpino (COCHELIN *et al.*, 2017).

3.2 LA ESTRUCTURA DEL SINCLINAL DE TOR-CASAMANYA

La parte del sinclinal de Tor-Casamanya que aflora en la hoja de Ribera de Cardós es únicamente su extremo occidental, el resto de la unidad se extiende hacia el este en territorio del Principado de Andorra. Como puede apreciarse en la cartografía el núcleo del sinclinal está ocupado por rocas silúricas y devónicas y, en concreto, al oeste del sinclinal afloran principalmente las formaciones del Devónico inferior: Rueda y Castanesa.

Estructuras de fase 1

En el extremo oeste del sinclinal se observa, tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada, que la foliación principal corresponde a una foliación de crenulación, ya que se encuentra deformando a una fábrica anterior. En esta parte del sinclinal no se han observado pliegues asociados a esta primera foliación. Sin embargo, más hacia el este, fuera de la zona cartografiada, en el flanco norte del sinclinal, se han observado pliegues de escala métrica a decamétrica, vergentes al norte, a los que se asocia un clivaje de plano axial (S1) que se encuentra crenulado por la foliación subvertical dominante en todo el sinclinal. En este flanco septentrional, la foliación subvertical presenta un pobre desarrollo, favoreciendo que la foliación asociada a los pliegues vergentes al norte sea la más penetrativa. El análisis microscópico revela que la foliación S1 corresponde a un clivaje pizarroso bien desarrollado en los niveles pelíticos y poco penetrativo en las capas más carbonatadas.

Estructuras de fase 2

En el sinclinal de Tor-Casamanya las estructuras de fase 2 son las estructuras principales y consisten en pliegues de escala centimétrica a hectométrica, derechos o vergentes al sur, de dirección esencialmente E – O. En el extremo occidental del sinclinal, estos pliegues presentan inmersiones elevadas y una mayor dispersión de la dirección de sus ejes, llegándose incluso a medir orientaciones N – S, en concreto, entre el Coll de la Botella y el Port de Cabús, las charnelas de los pliegues medidos y las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación principal presentan una dispersión, con un predominio de direcciones entre NE – SO y E – O. Las orientaciones E – O corresponden a ejes subhorizontales mientras que las NE – SO poseen una inmersión de unos 40º al NE. En general, los pliegues de fase 2 son apretados y a ellos se asocia una foliación tectónica (S2) con elevados buzamientos al norte. Esta es la foliación dominante en todo el sinclinal y, como se señaló en el apartado anterior, tanto en algunos afloramientos como en lámina delgada se observa que corresponde a una foliación de crenulación, porque produce el microplegamiento de la fábrica anterior (S1).

Cabalgamientos y despegue en las pizarras ampelíticas del Silúrico

En todo el sinclinal de Tor-Casamanya y especialmente en el extremo occidental del sinclinal es abundante el desarrollo de cabalgamientos de dirección E – O y sentido de movimiento hacia el sur, que convergen hacia abajo en las pizarras del Silúrico, las cuales actúan como

nivel de despegue (corte III – III'). Estos cabalgamientos dan lugar a la repetición de las pizarras y calizas de las formaciones Rueda y Castanesa y a ellos están asociados pliegues derechos o vergentes al sur, aunque también se observan cortando a pliegues del mismo estilo que afectan a las diferentes formaciones devónicas. Además, existen algunos cabalgamientos fuera de secuencia que cortan tanto a los pliegues como al despegue de la base del Silúrico. Estas observaciones, junto a la coincidente orientación entre pliegues y cabalgamientos, pueden indicar una posible relación genética entre ambas estructuras, por lo que puede considerarse que estos cabalgamientos se desarrollaron también durante la fase 2 de deformación.

3.3 LA ESTRUCTURA DEL ANTICLINAL DE LA MASSANA – RIBERA DE CARDÓS

Esta unidad fue definida por POBLET (1991) y se extiende unos 50 km en dirección E – O, desde el Principado de Andorra al este hasta el río de la Bonaigua al oeste, y está flanqueado al norte por el domo de la Pallaresa y el sinclinal de Tor-Casamanya y al sur por el sinclinal de Llavorsí. El sector mejor delimitado de este anticlinal corresponde a su parte oriental, situada entre los sinclinales de Tor-Casamanya y de Llavorsí, en cuyo núcleo afloran rocas del Cámbrico y Ordovícico inferior, y la sucesión del Ordovícico superior en sus flancos. El límite norte del anticlinal de la Massana está marcado por el despegue de Pal y el sur corresponde al cabalgamiento de Estarón. A la vista de la cartografía, este anticlinal no parece mostrar una estructura excesivamente compleja, sin embargo, el estudio de las láminas delgadas y las observaciones de campo revelan una mayor complejidad estructural.

Estructuras de fase 1

En el flanco norte del anticlinal, en la zona del Port de Cabús, se observa la sucesión del Ordovícico superior, buzando hacia el sur en posición invertida. En estos afloramientos se reconocen pliegues centimétricos vergentes al norte que, en lámina delgada, se observa que son previos a la foliación dominante en el anticlinal. Los pliegues vergentes al norte llevan asociado un clivaje de dirección E – O a NO – SE (S1), con buzamientos de unos 40º hacia el sur, mientras que la foliación principal se encuentra menos desarrollada.

Estructuras de fase 2

La estructura de fase 2 más destacada en el anticlinal de la Massana corresponde a una foliación tectónica que presenta una orientación E – O y se dispone subvertical o buzando entre 40º y 80º hacia el norte. Esta foliación es la dominante en todo el anticlinal, excepto en su flanco norte donde, como ya se ha señalado al describir las estructuras de fase 1, su desarrollo es menor. Esta foliación se encuentra asociada a pliegues apretados de dirección E – O a ESE – ONO, con flancos adelgazados y charnelas engrosadas, y en lámina delgada se observa que corresponde a una foliación de crenulación que provoca el microplegamiento de la foliación previa S1.

3.4. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINAL DE LLAVORSÍ

El sinclinal de Llavorsí ocupa el extremo sur de la hoja de Ribera de Cardós, donde aflora principalmente su flanco norte. Esta unidad se extiende en dirección ONO – ESE entre los macizos granodioríticos de la Maladeta, al oeste, y de Andorra – Mont Louis, al este, ambos localizados fuera del área cartografiada. Este sinclinal, igual que el sinclinal de Tor-Casamanya está compuesto por rocas del Silúrico y Devónico. En general, en el flanco norte del sinclinal y en el sector del flanco sur cartografiados en esta hoja, aflora la serie devónica completa.

Estructuras de fase 1

En esta unidad, las estructuras de fase 1 consisten únicamente en un clivaje previo (S1) que es crenulado por la foliación principal y que se reconoce a escala microscópica y puntualmente a escala de afloramiento. No se han observado pliegues asociados con esta primera foliación.

Estructuras de fase 2

Las estructuras principales en este sinclinal corresponden a pliegues de escala centimétrica a hectométrica, vergentes al sur, a los que se asocia la foliación principal con una orientación general ESE – ONO a SE – NO, y buzando mayoritariamente entre 40º y 55º al norte. Los pliegues pueden reconocerse en todo el sinclinal, corresponden a pliegues apretados, con flancos adelgazados y charnelas engrosadas, sus ejes muestran una importante dispersión, si bien muestran dos orientaciones preferentes, que son E – O y SE – NO, con inmersiones de unos 20º hacia el este para los primeros y entre 30º y 40º al noroeste para los segundos. La foliación dominante asociada a estos pliegues es generalmente muy penetrativa, por lo que ha dado lugar a la transposición completa de las estructuras de fase 1.

Cabalgamientos y despegue en las pizarras ampelíticas del Silúrico

Como se puede observar en la cartografía y en los cortes geológicos, en este sinclinal son también numerosos los cabalgamientos de dirección ESE – ONO, con sentido de movimiento hacia el sur, que convergen en las ampelitas del Silúrico. Estos cabalgamientos hacia niveles estratigráficos más altos, en las formaciones devónicas, pasan a pliegues (pliegues de propagación de falla), aunque también se observan cortando a los pliegues de fase 2 e, igual que ocurría en el sinclinal de Tor-Casamanya, en algunos casos incluso cortan al despegue de la base del Silúrico. Como ocurría en el caso del sinclinal de Tor-Casamanya, las relaciones observadas entre cabalgamientos y pliegues y su coincidente orientación hacen pensar en un origen contemporáneo para ambas estructuras.

3.5 ESTRUCTURAS TARDÍAS

Algunas de las estructuras que afectan a las rocas paleozoicas que afloran en las hojas de Noarre y Ribera de Cardós tienen un origen posterior a la deformación varisca. Bien se

originaron durante la extensión mesozoica o como producto de la posterior orogenia alpina. Además, durante esta orogenia también se produjo la reactivación de cabalgamientos y fallas originadas durante la orogenia varisca o durante la extensión mesozoica.

En el extremo norte de la hoja de Noarre, y concretamente en el margen SE del granito de Bassiés, se han observado zonas de cizalla que afectan a este granito de edad tardivarisca (312 ± 2 Ma, PAQUETTE *et al.*, 1997) y que se prolongan en el encajante en bandas de pliegues con foliaciones de crenulación asociadas. En la parte más meridional, tanto en el domo de la Pallaresa como en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, y de manera local, se han reconocido pliegues de escala centimétrica a decimétrica que no producen un efecto remarcable sobre las estructuras principales. En el caso del domo de la Pallaresa estos pliegues son de tipo kink y presentan planos de buzamiento variable, desde subhorizontales a subverticales, y generalmente hacia el sur. Por otro lado, en el caso de los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, se identifican pliegues de orientación N – S, que no presentan foliación asociada y que pliegan a la foliación principal (S2).

3.6 SECUENCIA DE DEFORMACION VARISCA

Una vez descritas las características de las estructuras identificadas en el área cartografiada, se ha intentado correlacionar las diferentes generaciones de estructuras reconocidas en cada unidad y se ha propuesto una secuencia de deformación común para toda la zona. Así, a partir de criterios de superposición de estructuras y del estudio detallado de pliegues y foliaciones asociadas, se ha propuesto la siguiente secuencia de deformación:

Estructuras D1

Corresponden a las primeras estructuras reconocibles en la zona, se han identificado en todas las unidades estructurales cartografiadas y en general muestran una distribución desigual de unas a otras. Las estructuras D1 consisten normalmente en un clivaje S1 de dirección E-O a NO – SE y buzamientos moderados hacia el sur. Esta es la estructura D1 más ubicua, ya que se observa en todas las unidades cartografiadas. Este clivaje corresponde a un clivaje de plano axial, como puede observarse en el sinclinal de Tor-Casamanya y en el anticlinal de la Massana, donde se encuentra asociado a pliegues vergentes al norte de escala centimétrica a métrica. Además, en los dominios septentrionales del domo de la Pallaresa, a partir de las relaciones entre el clivaje S1 y la estratificación, se ha podido reconstruir pliegues vergentes al norte de escala hectométrica. Así pues, los pliegues vergentes al norte y su foliación de plano axial asociada se han considerado como las estructuras representativas de la primera generación de estructuras variscas en este sector de la Zona Axial.

Estructuras D2

Se reconocen en toda la zona cartografiada y se incluyen en este episodio de deformación todos los pliegues de orientación principalmente E – O derechos y/o vergentes al sur. A ellos

se asocia una foliación de plano axial (S2) de dirección E – O a ESE – ONO con buzamientos desde subverticales a moderados hacia el sur, que es la foliación dominante en toda la zona. Esta corresponde a una foliación de crenulación, porque produce el microplegamiento del clivaje previo (S1), lo que puede observarse normalmente a escala microscópica e incluso a escala de afloramiento en diferentes puntos del domo de la Pallaresa, el sinclinal de Tor-Casamanya y el anticlinal de la Massana.

Por otra parte, se consideran también estructuras D2 los cabalgamientos que afectan a las diferentes formaciones devónicas en los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí, cuyo nivel de despegue se sitúa en la base de las ampelitas del Silúrico. Estos muestran una orientación esencialmente E-O, coincidente con la de los pliegues D2, y además, hacia niveles superiores, por encima del Silúrico, se observa que los cabalgamientos pasan a los pliegues dominantes D2. A su vez, algunos cabalgamientos también cortan a pliegues D2 desarrollados previamente e incluso afectan al propio nivel de despegue de la base del Silúrico, poniendo en evidencia la existencia de tres secuencias de cabalgamiento, dos de ellas enraizadas en el mismo nivel de despegue, y una tercera enraizada en niveles más profundos dentro de la sucesión pre-Ordovícico superior. Esto ya se puso de manifiesto en esta y en otras áreas de la Zona Axial por otros autores (GARCÍA-SANSEGUNDO, 1990, 1992, 1996; POBLET, 1991, CLARIANA y GARCÍA-SANSEGUNDO, 2009; GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.*, 2011).

3.7 DISCUSIÓN

Desde el punto de vista estructural, y como se extrae de la descripción tectónica realizada, la estructura del domo es compleja por cuanto las foliaciones dominantes no definen una estructura en domo, sino que son de plano axial de diferentes generaciones de pliegues.

Tradicionalmente se han diferenciado en la Zona Axial pirenaica dos dominios estructurales: infraestructura y supraestructura (ZWART, 1963), diferenciados por la disposición de la foliación principal y por el grado metamórfico. La foliación principal se dispone sub horizontal en la infraestructura donde se pueden alcanzar condiciones de grado metamórfico alto, mientras que, en la supraestructura, la foliación principal se encuentra sub vertical y se generó en condiciones de grado metamórfico bajo. Esta diferenciación en dominios estructurales, su interpretación, la secuencia de eventos de deformación, su régimen tectónico y cómo se produce el paso de un dominio a otro es, todavía actualmente, objeto de debate.

La mayor parte de las unidades cartografiadas en estas hojas fueron incluidas por ZWART (1963 y 1979) en el dominio de la supraestructura, excepto los dominios septentrionales del domo de la Pallaresa y principalmente la parte oriental de este sector, que correspondería a la denominada por OELE (1966) zona de transición. El estudio estratigráfico y estructural de esta zona, en el Principado de Andorra, donde coexisten estructuras subhorizontales características de la infraestructura y estructuras subverticales propias de la supraestructura, permiten realizar una propuesta de secuencia de deformación varisca (CLARIANA; 2 017) para esta parte de la

Zona Axial, tomada de referencia en esta memoria y que difiere en algunos aspectos de las realizadas por otros autores.

En el extremo oriental del domo de la Pallaresa puede observarse que la primera foliación varisca identificada en las hojas de Noarre y Ribera de Cardós (S1) corresponde a una foliación subhorizontal que se ha observado asociada a pliegues de dirección E – O, tumbados y vergentes al norte, desarrollados a todas las escalas. Ambos, pliegues y foliación, se encuentran deformados por pliegues de plano axial subvertical que se hacen gradualmente más abundantes y más apretados hacia el sur y desarrollan una foliación de plano axial (S2). Así, en las proximidades del sinclinal de Tor-Casamanya, las estructuras dominantes son los pliegues subverticales, que en esta zona transponen a las estructuras sub horizontales (pliegues y foliación S1). En los afloramientos del sinclinal de Tor-Casamanya los pliegues D2 presentan un desarrollo tan intenso que solo en casos esporádicos se reconocen los pliegues D1. A partir de los datos estructurales expuestos se puede considerar que la foliación S1 correspondería a la foliación sub horizontal característica de la infraestructura, mientras que la foliación S2 sería equivalente a la foliación sub vertical propia de la supraestructura. Además, el análisis estructural ha permitido establecer que las estructuras D1 se desarrollarían en las primeras etapas de la deformación varisca, mientras que las estructuras D2 lo harían en etapas posteriores. Esto contrasta con lo propuesto por VAN DEN EECKHOUT y ZWART (1988), quienes describen pliegues de dirección E – O inclinados, considerándolos como parte de la supraestructura e incluyéndolos en un evento de deformación varisca anterior al desarrollo de la foliación y de los pliegues subhorizontales que configuran la infraestructura, lo que supone una cronología de desarrollo de estructuras contraria a la propuesta en este trabajo.

Por otra parte, en lo que se refiere a la transición entre infraestructura y supraestructura es bien conocido en la Zona Axial pirenaica la actuación del Silúrico como nivel de despegue, lo que en muchos casos marca el límite entre las estructuras sub horizontales de la infraestructura y los pliegues derechos que caracterizan la supraestructura, como es el caso del domo del Garona (MATTE, 1969; GARCÍA-SANSEGUNDO, 1990, 1992 y 1996). En la base de las ampelitas silúricas se desarrolla un nivel de despegue en el que se enraízan numerosos cabalgamientos dirigidos hacia el sur con pliegues asociados que deforman a la foliación (S1). Hacia arriba estratigráficamente, estos pliegues están mucho mejor desarrollados (pliegues de propagación de falla) y la foliación subvertical asociada con ellos traspone las foliaciones previas. Como se ha señalado en la descripción de la estructura de la zona cartografiada, la presencia de cabalgamientos en el Silúrico parece tener un significado similar al explicado en el domo del Garona. Por otra parte, en el extremo oriental del domo de la Pallaresa se han podido observar cabalgamientos situados en niveles estratigráficos por debajo de las ampelitas silúricas a los que se asocian pliegues derechos con la misma orientación. Esto se observa en el caso de la falla de Merens y otros cabalgamientos en cuyas proximidades se hacen especialmente abundantes los pliegues derechos con la misma orientación que dichos cabalgamientos, lo que también parece indicar un origen genético común entre ambas estructuras. Por lo tanto, se puede pensar en la existencia de un nivel de despegue más bajo,

localizado en la sucesión pre-Caradoc, en el que se enraícen estos cabalgamientos (GARCÍA-SANSEGUNDO, 1990, 1992, 1996; POBLET, 1991, CLARIANA y GARCÍA-SANSEGUNDO, 2009; GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.*, 2011). La existencia de este nivel de despegue más profundo podría explicar la transición gradual entre infraestructura y supraestructura. En el mismo sentido CARRERAS y CIRÉS (1986) observan que, hacia el oeste y estratigráficamente hacia arriba en la sucesión pre-Caradoc del centro del domo de la Pallaresa, la falla de Merens pasa lateralmente a zonas de alta deformación con pliegues derechos de dirección E-O, como los pliegues D2 descritos en esta memoria.

No se han evidenciado estructuras de posible edad alpina que puedan considerarse significativas en la configuración del domo. Un posible cabalgamiento alpino coincidente con el límite meridional de los materiales de la serie de Lladorre está lejos de ser evidente y, aún en caso de que éste existiera, no explicaría las diferencias estructurales ni litológicas entre ambos dominios.

4. ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas de las hojas de Noarre-Ribera de Cardós afloran en el extremo noreste, donde se localiza el plutón de Bassies, y en el extremo sureste, en el que afloran rocas ígneas correspondientes al stock de Santa Coloma, asociado al granito de Andorra - Mont Louis. Tanto el granito de Bassies como el de Andorra - Mont Louis corresponden a granitos tardi variscos que intruyeron en niveles corticales superiores (AUTRAN *et al.*, 1970). Estos pueden alcanzar el centenar de kilómetros cuadrados, con el techo emplazado en rocas metamórficas de bajo grado y la base en zonas de medio-alto grado, y presentan una aureola de contacto mejor desarrollada en la zona superior que en la inferior.

4.1 PLUTÓN DE BASSIES

Este plutón intruye en la sucesión pre-Caradoc del domo de la Pallaresa y está limitado al noreste por la falla Norpirenaica, que lo separa de las rocas mesozoicas metamorfizadas de la región de Lherz. Según DEBÓN *et al.* (1996), este plutón consiste en una sola gran unidad denominada «cuerpo principal», compuesto por adamellitas oscuras, granitos y granodioritas. En general, son rocas peralumínicas con biotita (± cordierita, ± allanita, ± turmalina y escasa moscovita), presentan un tamaño de grano medio a fino con tendencia porfiroide y en general se encuentra débilmente deformado. Al cuerpo principal suelen observarse frecuentemente asociados cuerpos plurihectométricos de dirección SO – NE de leucogranitos s.s. peralumínicos de dos micas.

La edad de emplazamiento obtenida para el granito de Bassies por PAQUETTE *et al.* (1997) es de 312 ± 2 Ma (U-Pb sobre zircones) lo cual indica que se produjo durante etapas tardías de la orogenia Varisca, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto de alrededor

de 1 km de extensión en torno al cuerpo principal. En esta aureola se observan pizarras y cuarcitas mosqueadas con presencia de porfiroblastos de andalucita. Además, como se puede observar en la cartografía, las trazas de la foliación dominante son cortadas por este granito, lo cual, unido a la escasa deformación que presenta en su interior, corroboraría el hecho de que su intrusión se produjo con posterioridad al desarrollo de la deformación varisca principal.

4.2 PLUTON DE SANTA COLOMA

El *stock* de Santa Coloma, junto con el de Fontaneda, corresponden a la prolongación hacia el oeste del granito de Andorra - Mont Louis. Este stock tiene una extensión de 11 km^2 y se elonga en dirección E – O a ENE – OSO entre las localidades de Os de Civís en Llèida y Andorra la Vella en el Principado de Andorra. Corresponde a una granodiorita con biotita, y localmente con horblenda, que intruye en las rocas devónicas del sinclinal de Llavorsí. ESPINOLA *et al.* (1996) estiman las condiciones de intrusión de la granodiorita de Santa Coloma en 550 ºC y 2,5 ± 0,3 kbar, lo que coincide con las condiciones calculadas por SOLER (1990) para la granodiorita de Andorra (550 – 600 ºC y 2 – 2,5 kbar.) a la que está asociada. A su vez, tanto la granodiorita de Andorra - Mont Louis como la de Santa Coloma presentan asociadas rocas hipoabisales (pórfidos granodioríticos, lampróﬁdos de ZWART -1965-) que se encajan tanto en la propia granodiorita como en el encajante.

La edad de emplazamiento del granito de Andorra - Mont Louis y, por tanto,de la granodiorita de Santa Coloma, según ROMER y SOLER (1995) es de 305 ± 3 Ma (U-Pb sobre Titanita). Esta edad coincide con la edad obtenida posteriormente por MAUREL *et al.* (2004) de 305 ± 5 Ma (U-Pb sobre Zr (SIMS)). Recientemente, DENÈLE *et al.* (2014) realizan la datación del granito de Andorra - Mont Louis a partir de muestras recogidas en diferentes localidades, de las cuales la más cercana al stock de Santa Coloma proporcionó una edad de 303.3 ± 1,1 Ma (U-Pb sobre Zr -LA-ICPMS-). Todos estos datos indican que la intrusión de estos granitos se produjo durante etapas tardías de la orogenia varisca, cortando a las estructuras variscas previas (pliegues, foliación, cabalgamientos) (CASAS *et al.*, 1989, 2002), desarrollando una pequeña aureola de contacto que oblitera las microestructuras previas y que da lugar a la neoformación de calcosilicatos sobre las rocas carbonatadas (vesubianita, granates de la serie de la grandita, diópsido, etc.) y de almandino, biotita, plagioclasa y cordierita en las rocas metapelíticas (ESPINOLA *et al.*, 1996).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la zona cartografiada comenzó con la sedimentación de la sucesión pre-Caradoc, posiblemente en un ambiente de plataforma externa, dando lugar principalmente a una alternancia monótona de areniscas y lutitas únicamente interrumpida por un tramo intermedio carbonatado y algunos niveles más potentes de areniscas y/o conglomerados. Sobre esta sucesión se apoya discordante la secuencia del Ordovícico superior con una

sedimentación propia de ambientes más someros, marcando por tanto una clara regresión. En sectores cercanos de la Zona Axial pirenaica se puede observar la discordancia de la base de esta secuencia, como por ejemplo, en el domo del Garona (GARCÍA-SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; GARCÍA-SANSEGUNDO *et al.*, 2004), en el domo de la Rabassa o en el área de la Cerdanya (CASAS y FERNÁNDEZ, 2007). A su vez, se han observado intercaladas en esta sucesión rocas volcánicas que reflejarían la actividad efusiva que tuvo lugar al final del Ordovícico. Por encima de la secuencia del Ordovícico superior se produce la sedimentación generalizada de las ampelitas negras del Silúrico, representadas en toda la Zona Axial pirenaica. Hacia el techo del Silúrico aumenta el carácter carbonatado, indicado por niveles de calizas negras, que marca el paso gradual hacia la serie Devónica, compuesta por formaciones lutíticas y carbonatadas. La sedimentación durante el Devónico presenta importantes variaciones de facies a lo largo de la Zona Axial, pudiendo diferenciarse dominios de plataforma hemipelágica al norte y este, dominios de sedimentación de surco profundo en la parte central de la cuenca y un tercer dominio de plataforma interna situado al sur y oeste de la Zona Axial. A este último pertenecerían las rocas devónicas que afloran en la zona cartografiada y que se caracterizan por un predominio de las formaciones lutíticas durante el Devónico inferior. Por último, tendría lugar la sedimentación del Carbonífero con rocas pre y sin orogénicas (facies Culm), si bien estas no están representadas en el área cartografiada.

Según atestigua la edad obtenida a partir de las intrusiones localizadas en el valle de Soulcem, próximo al área cartografiada, las primeras etapas de la orogenia varisca tendrían lugar en el Viseense (MEZGER y GERDER, 2016). Las estructuras variscas más antiguas reconocidas en las hojas de Noarre - Ribera de Cardós corresponden a una foliación (S1) cuya relación con la estratificación y la observación de la polaridad de la serie ha permitido precisar que se encuentra asociada a pliegues de dirección NO – SE a E – O, vergentes al norte cuya reconstrucción revela que pueden alcanzar escala hectométrica (pliegues D1). La vergencia de estos pliegues es contraria a la vergencia de la mayor parte de las estructuras variscas de la Zona Axial y resulta difícil de explicar en el área cartografiada. Su origen podría deberse a diferentes causas, en áreas cercanas, como el domo del Garona, existen pliegues de este tipo que fueron explicados como el resultado de la posible existencia de zonas de cizallas retrovergentes (GARCÍA-SANSEGUNDO, 1992). Por otra parte, en zonas próximas al área cartografiada se han descrito fallas normales cuya actividad fue sincrónica con la sedimentación de las formaciones inferiores del Ordovícico superior (CASAS, 2010). Estas estructuras pueden ser responsables de la vergencia norte de los pliegues D1, identificados en la parte oriental del domo de la Pallaresa (CLARIANA, 2017).

El segundo evento de deformación se caracteriza por pliegues de dirección dominantemente E-O (D2), derechos o vergentes al sur y a los que está asociada la foliación dominante en toda el área cartografiada (S2). En general, excepto en la zona más septentrional de la hoja de Noarre, el desarrollo de los pliegues D2 y de su foliación de plano axial (S2) es tan intenso que transponen a las estructuras previas y resulta difícil reconocerlas a escala de afloramiento.

Además de los pliegues D2, en este segundo evento también se desarrollaron cabalgamientos de dirección E – O, sentido de movimiento hacia el sur y que se enraízan en la base del Silúrico e incluso en niveles inferiores, dentro de la sucesión pre-Caradoc. En niveles estratigráficos más altos, los cabalgamientos bien se observan asociados a los pliegues D2 (pliegues de propagación de falla) o los cortan.

Los pliegues y cabalgamientos que caracterizan los eventos de deformación D1 y D2 son estructuras propias de eventos de deformación compresivos que darían lugar al engrosamiento cortical en esta región del orógeno varisco. Posteriormente, en etapas tardías de la orogenia varisca, como indica la edad de emplazamiento obtenida para los granitos y su relación de corte con los pliegues y la foliación desarrollados durante los eventos D1 y D2, se produjo la intrusión de los plutones de Bassies y de Andorra - Mont Louis y el desarrollo de la aureola de metamorfismo de contacto asociada a ambos.

Finalmente, con posterioridad al ciclo varisco, tendría lugar el desarrollo del ciclo alpino, el cual, en la zona cartografiada, estaría representado por estructuras cuyo efecto sobre las estructuras principales variscas no es remarcable, si bien durante la orogenia alpina se produjo la reactivación de fallas originadas bien durante la deformación varisca o bien durante la extensión mesozoica.

6. GEOMORFOLOGÍA

6.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Las hojas de Noarre – Ribera de Cardós (n.º 150-182) a escala 1:50 000, se encuadran administrativamente en la provincia de Lleida, en la comarca catalana del Pallars-Sobirá, en su zona nororiental, y toda su extensión se incluye dentro del Parque Natural de L'Alt Pirineu. La hoja de Noarre consta de cuatro municipios: Alins, Alt Àneu, Lladorre y La Guingueta d'Àneu; y la hoja de Ribera de Cardós consta de diez municipios: les Valls de Valira, Alins, Esterri de Cardós, Espot, Farrera, Lladorre, Llavorsí, Tirvia, Vall de Cardós y la Guingueta d'Àneu.

Geográficamente, se encuadran en la parte oriental de la cabecera del valle de la Noguera Pallaresa, situada en la Zona Axial pirenaica, en el límite entre el Pirineo Oriental y el Central. La cuenca alta de la Noguera Pallaresa abarca cuatro grandes valles, de los cuales, en la hoja que nos ocupa, están presentes los tres más orientales: hacia el límite oeste de la hoja está parte de la margen izquierda del valle del río de la Noguera Pallaresa (Valls d'Àneu) y hacia el este se encuentran los ríos de la Noguera de Cardós (Vall de Cardós) y la Noguera de Vallferrera (Vall Ferrera). Estos tres valles confluyen en la localidad de Llavorsí, al sur y ya fuera de la hoja. La red de drenaje se ordena condicionada por la estructura tectónica de la cadena montañosa, dominando las direcciones N – S y E – O. Los valles excavados por los ríos principales tienen

una disposición general N – S, transversal a la estructura geológica (orientación E – O) y que sí siguen los valles secundarios. El valle de la Noguera de Vallferrera presenta en cabecera una dirección aproximada E – O, paralela a las directrices estructurales, para girar a una orientación N – S desde la Borda de Ruada hasta la localidad de Alins, donde nuevamente gira para adaptarse a una orientación E – O hasta la localidad de Araós.

El relieve es muy abrupto, típico de alta montaña, con diferencias altimétricas entre los valles principales y las cotas más altas que superan los 1 500 m. Las cotas más altas se dan en el sector noroeste, en la frontera con Francia (Mont-roig, 2864 m; Certascan, 2853 m), y, en el noreste de la hoja, en la frontera con Andorra (Pica d'Estats, 3 143 m). En la parte oriental de la hoja de Ribera de Cardós, otros picos destacables en la Vall Ferrera y en el valle de Tor son el Monteixo (2905 m) y el Medacorba (2915 m) y, al sur de la Vall Ferrera, el Salòria (2788 m). Los fondos de los valles se sitúan entre los 820 m (Noguera Pallaresa), un poco al norte de Llavorsí, y los 1 500 m (río de Noarre). Estas diferencias altimétricas, y las fuertes pendientes, hacen que los principales núcleos de población se ubiquen en el fondo de los valles principales. La red de carreteras también está condicionada por este hecho, de tal forma que gran parte de la zona es inaccesible por carretera o pistas forestales.

En general, corresponde a un relieve montañoso con un modelado de origen glaciar y periglaciar. Es una zona modelada por los glaciares, de los cuales todavía queda su impronta en la forma de los valles y en las zonas altas de las cumbres, con multitud de formas y depósitos de origen glaciar y periglaciar. Este paisaje de origen glaciar está parcialmente desdibujado por la acción de los procesos erosivos fluviales y por la dinámica de las vertientes. El modelado glaciar se observa en la parte septentrional y oriental, próxima a la cresta fronteriza con Francia y Andorra, con numerosos lagos ocupando antiguas cubetas de sobre excavación glaciar. La zona afectada por el glaciarismo cuaternario pertenece a la unidad morfoestructural del «Pirineo Axial», formado exclusivamente por rocas de edad paleozoica. Los macizos montañosos del Mont-roig, Certascan y Pica d'Estats están constituidos por pizarras con intercalaciones de areniscas y de cuarcitas del Cambro-Ordovícico, y el sector E de Certascan-Romedo, por granodioritas incluidas en batolitos tardihercínicos (plutón de Bassies). En el resto del territorio predomina el modelado periglaciar, junto con los procesos típicos del modelado de laderas. A su vez, la circulación de agua de manera permanente o discontinua que da lugar al modelado fluviotorrencial está bien representada en zonas de alta y media montaña, como la cartografiada en estas hojas, surcadas por numerosos valles fluviales y torrentes.

El clima predominante en este sector del Pirineo es el mediterráneo de alta montaña, pero con influencia atlántica en el sector NO y N de la cuenca de la Pallaresa. La temperatura media anual en estas zonas no supera los 3 ºC, y las precipitaciones medias rondan los 1000-1100 mm. anuales, de los cuales un 40 % aproximadamente son en forma de nieve. En los fondos de valle (800-1200 m) la temperatura media anual se sitúa en los 9 ºC y la precipitación anual, entre 700 y 1250 mm.

La vegetación de las hojas está condicionada por la altura y las variaciones de origen antrópico, aunque domina la vegetación autóctona. En las zonas más elevadas la vegetación es muy escasa, dominando los prados alpinos de alta montaña; según se baja en altura, se pasa a masas de coníferas (pino negro y abeto) y matorral, que dan paso a su vez a bosques de robles, carrascas, castaños, pino silvestre (bosque de Virós), abedules y hayas. Siguiendo los cursos fluviales, se conservan algunos bosques de ribera bien desarrollados. En los valles también predominan los prados de siega que sustituyeron a los antiguos cultivos de cereal.

6.2. ANTECEDENTES

En el ámbito del estudio predominan los procesos y depósitos relacionados con el glaciarismo del Cuaternario en los Pirineos y, en menor medida, los fluviales y gravitacionales, temas estudiados por muchos autores y objeto de numerosos trabajos ya desde el siglo XIX. Aquí haremos referencia solo a los más representativos del área de estudio.

Las primeras referencias sobre glaciarismo en la región de la Noguera Pallaresa se encuentran en trabajos generales sobre los Pirineos (GARCÍA-SAINZ, 1933, 1935; NUSSBAUM, 1956; SOLÉ SABARÍS, 1957), y algo más tarde HAZERA (1980).

Posteriormente, en la Pallaresa se realizan los trabajos de VERDAGUER (1986) y BRU (1983) en los valles de Cardós, que incluyen cartografías de detalle a escala 1:25 000 y sedimentología de campo. BRÚ *et al.* (1985) estudia con más detalle los valles de Ferrera y de Cardós, haciendo referencias a esta zona dentro de su síntesis sobre la dinámica glacial cuaternaria en el Pirineo catalán. BORDONAU *et al.* (1992) y SERRAT *et al.* (1994) hacen síntesis cartográficas sobre el glaciarismo, centradas en una máxima extensión glaciar en el último ciclo glaciar. En esta época también se inician estudios sobre glaciares rocosos (GUTIÉRREZ ELORZA and PEÑA MONNÉ, (1981), MARTÍ and SERRAT (1992).

Deben ser resaltados otros trabajos de síntesis realizados en la década de los noventa en el ámbito de estudio de los depósitos glaciares y post-glaciares como los de GARCÍA RUÍZ y MARTÍ BONO (1994), CHUECA y LAMPRE (1994), PEÑA (1994), SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN (1994), PEÑA *et al.* (1998) y CHUECA *et al.* (1998) y más recientemente el mapa geológico del cuaternario a escala 1:400 000 de los Pirineos (BARRÈRE *et al.*, 2008). Trabajos de síntesis más recientes son los de VENTURA y TURU (2021) y VENTURA (2021).

6.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis geomorfológico se puede abordar desde un punto de vista morfoestructural o morfogenético. Desde el punto de vista morfoestructural, se describe la configuración actual del relieve y como han influido los materiales que forman el sustrato geológico como la tectónica. Desde el punto de vista morfogenético se considera la influencia de los procesos

exógenos en el modelado del relieve, considerando las formas resultantes de estos procesos, tanto erosivas como deposicionales (formaciones superficiales).

6.3.1. Estudio morfoestructural

La presente hoja se encuadra en su totalidad en el dominio morfoestructural de la Zona Axial pirenaica, en su extremo más oriental. Las unidades estructurales principales presentes en el entorno de la hoja son el domo de la Pallaresa en la zona norte y central, el anticlinal de la Massana - Ribera de Cardós al sureste y los sinclinales de Llavorsí y Tor-Casamanyá al sur. En el extremo norte del domo de la Pallaresa aflora parte del macizo granítico de Bassies. Todas estas grandes estructuras están constituidas en su núcleo por una secuencia de materiales Cambro-Ordovícicos (alternancias de areniscas y lutitas) sobre los que apoyan materiales del Ordovícico superior (conglomerados y areniscas), Silúrico (pizarras) y Devónico (pizarras y calizas).

Esta diversidad litológica produce una erosión diferencial frente a los agentes erosivos. En el macizo granítico de Bassies, situado al norte, en la hoja de Noarre, se desarrolla un complejo glaciar con cubetas de sobrexcavación ocupadas por ibones, pero las formas deposicionales son muy escasas. Asímismo, en este macizo granítico se observan claramente las fallas que lo atraviesan. Los materiales más resistentes a la erosión (conglomerados, cuarcitas y calizas) son más propicios a desarrollar crestas, chevrons y escarpes estructurales.

La estructura y tectónica de la zona condicionan claramente la morfología, reflejándose en la disposición de la red de drenaje. La dirección general de plegamiento E – O controla algunos tramos del río Noguera de Vallferrera y valles secundarios. En el suroeste de la hoja de Ribera de Cardós, el río Noguera Pallaresa se dispone paralelo a la estructura de plegamiento, que este tramo es NO – SE. Otra dirección importante es la N – S, relacionada con la fracturación, y que controla gran parte del trazado de los ríos principales, como el Noguera de Cardós y sus principales tributarios, y algunos tramos del Noguera de Vallferrera. Existen otras direcciones, debidas a plegamientos menores, que también tienen su expresión en forma de crestas.

Dentro de las formas estructurales se han diferenciado en la cartografía: fallas, escarpes estructurales (entre 25 y 100 m y > de 100 m), escarpe de línea de falla exhumado, crestas y resaltes en capas inclinadas o chevrons.

El modelado glaciar y el marcado encajamiento de la red fluvial han borrado muchas de las formas estructurales de carácter local relacionadas con la competencia de los materiales.

6.3.2. Estudio del modelado

En este apartado se trata el estudio de las formas, tanto erosivas como sedimentarias, que se han producido como como consecuencia de la actuación de los diferentes procesos geológicos externos que han actuado sobre el sustrato geológico existente.

En las hojas de Noarre y Ribera de Cardós las formas más destacadas han sido originadas por los procesos glaciares y periglaciares, seguidos de los procesos fluviales y de ladera.

6.3.2.1. Formas glaciares

Las formas glaciares y periglaciares, tanto erosivas como sedimentarias, son las que presentan un mayor reflejo en la morfología de la zona, sobre todo al norte y al este de la región, donde se dan las mayores cotas y los procesos fluviales han obliterado menos estas formas previas.

En la cuenca de la Noguera Pallaresa, durante el último Máximo Glaciar, los principales glaciares circularon por los valles de los ríos de la Bonaigua, Noguera de Cardós, Noguera de Vall Ferrera, Escrita, Noguera Pallaresa y Flamisell.

El modelado glaciar y periglaciar es el predominante en la presente hoja, donde en las divisorias que marcan las fronteras con Francia al norte y con Andorra al este, donde se sitúan las mayores altitudes, se implantaron durante los periodos glaciares del Cuaternario, las cabeceras de los grandes glaciares y la mayoría de las morfologías y depósitos asociados a esta dinámica.

De norte a sur y de oeste a este, dentro de la presente hoja se encuentran los sistemas glaciares y periglaciares del glaciar de Unarre, que estuvo conectado con el glaciar de La Pallaresa más al sur; del glaciar de Tavascán y del glaciar de Lladorre, que hacia el sur confluían en el glaciar de Cardós y el glaciar de Valferrera. Estos dos últimos, y el de la Pallaresa, confluyeron en una única lengua glaciar de más de 60 km de longitud (VENTURA, J.; TURU, V., 2022). En los sistemas más meridionales presentes en la hoja está presente el modelado glaciar, pero los depósitos son mayoritariamente periglaciares. En la esquina suroriental de la hoja, desde la frontera con Andorra hacia el oeste, se distinguen los sistemas del glaciar de Tor, el glaciar de Finestres y el glaciar de la Coma de Burg.

Las formas glaciares erosivas que se han cartografiado son: pico principal, aguja, horn (30); cordal, arista o divisoria montañosa (31); arista (32); circo glaciar (33); circo glaciar degradado (34); límite de valle en artesa (35); límite de valle en artesa degradado (36); cubeta de sobreexcavación (37); lago de montaña, ibón (38); umbral neto (39); lugar con rocas aborregadas (40); collado de difluencia glaciar (45); collado de transfluencia glaciar (46), escarpe de origen glaciar (48) y superficie de abrasión (49). Y las formas deposicionales identificadas en la cartografía son: morrena (41); morrena lateral, morrena de fondo (42); acumulación de origen glaciar indiferenciada, till (43); lago o cubeta colmatada (44); depósito de obturación y kame (47).

Las formas erosivas más abundantes son los circos glaciares, que son muy numerosos a lo largo del borde norte y oeste de la zona, como los de la cabecera del glaciar de Unarre, el glaciar de Tavascán, el glaciar de Lladorre, el glaciar de Vallferrera, el glaciar de Tor y el glaciar de Finestres. El agrupamiento de los circos hace que se generen estrechas aristas divisorias entre ellos.

Algunos circos presentan varios niveles escalonados de cubetas de sobreexcavación, como en el glaciar de Unarre. Estas cubetas a veces se encuentran colmatadas de sedimentos y en otras ocasiones no, formando en este caso lagos de montaña o ibones, como el Barratge de Certascan, que es el de mayor tamaño en la hoja de Noarre, el Estany de Mariola, Estany de la Gola, Estany de Caneda o Estany Fondo, entre muchos otros. En los puntos donde coinciden varios circos, se generan agujas u horns, como el Montrouge, Tuc de Marterat, Tuc del Caubo, Pic de Flamisella, Pic de Baborte, Monteixo, Pic de Saloria, Pic de Mániga y otros muchos.

Otras formas erosivas que son reflejo del flujo del hielo son las rocas aborregadas, las superficies de abrasión, los umbrales y los collados de difluencia y de transfluencia glaciar.

Las formas de valles en artesa están muy desdibujadas y tan solo se aprecian en el valle de la Noguera Pallaresa, en la cabecera del valle del río Unarre, al norte de la localidad de Noarre (donde se aprecia también una superficie de abrasión) y en algún tramo del valle de la Noguera de Valferrera.

Dentro de las formas glaciares deposicionales destacan los tills o acumulaciones glaciares indiferenciadas, las morrenas, morrenas laterales y morrenas de fondo. Depósitos de este tipo aparecen en el valle del Riu Unarre, la Pleta del Prat, Boldís Sobirá. Otros puntos en los que se distinguen depósitos morrénicos están en Lleret, a 1290 m de altitud, en Boldís Jussá y Boldís Subirá, y cerca de la localidad de Tavascán, en la margen izquierda del río Lladorre. Otros depósitos son los producidos por la obturación glaciar, que generan depósitos glaciolacustres, como los que afloran en la localidad de Tirvia o en Aidí.

6.3.2.2. Formas nivales y periglaciares

Estas formas se generan en un rango de condiciones frías amplio, pero no glaciares. En zonas de alta montaña los procesos de gelifracción son intensos, además suele haber nieve durante al menos cinco meses al año y la posibilidad de heladas durante todo el año. Esto provoca una importante fragmentación de las rocas y la generación de morfologías periglaciares, además de las asociadas a la nivación y con los procesos de laderas en ambiente periglaciar, en los que además de la gelifracción influye la acción de la gravedad.

Las formas nivales y periglaciares cartografiadas en las hojas de Noarre y Ribera de Cardós son: nicho o circo de nivación (50), cordones o contornos morrénicos de nevero (51), morrena de nevero (52), corredor de avalancha o alud (53), glaciar de rocas (54), corredor rocoso, campo de rocas, río de bloques (55), vertiente de bloques (56), canchal, pedriza, pedrera (57), talud o cono de derrubios (58), sendas de ganado, terracitas, pies de vaca (59), ladera de reptación y *creep* (60).

Las vertientes de bloques, los canchales y los taludes o conos de derrubios se localizan en todas las laderas de las zonas elevadas, ocupando las paredes de los antiguos circos glaciares.

Los corredores rocosos se ubican en los valles y los campos de bloques se desarrollan en superficies horizontales o de baja pendiente.

Los nichos o circos de nivación y las morrenas de nevero se deben a procesos de nivación y congelamiento-descongelamiento. Estos depósitos se encuentran asociados a los glaciares rocosos, que son abundantes en la zona. Aparecen en el fondo de las cabeceras de los antiguos circos glaciares y la mayoría de ellos presentan en superficie, en las zonas centrales, crestas y surcos en forma de arco, indicando el sentido del flujo. La génesis de los glaciares rocosos se considera un fenómeno de transición entre el ambiente glacial y periglacial. En la zona del Pirineo Central-Oriental se han localizado glaciares rocosos activos con movimientos de 22 cm/año (SERRANO y AGUDO, 1998).

En algunas laderas de fuerte pendiente y sustrato incompetente se producen también procesos de reptación o creep, así como sendas de ganado o terracitas.

6.3.2.3. Formas de laderas

Los procesos de ladera referidos en este epígrafe se traducen básicamente en formas de acumulación del Cuaternario más reciente en las laderas de los valles previamente modelados por el glaciarismo. En su mayoría son taludes y conos de derrubios, coluciones y canchales. Las formas representadas en la hoja son: coluvión (7), cono o talud de derrubios (8), canchal, pedriza (9), cambio brusco de pendiente (10), cicatriz de despegue producida por movimientos en masa (11), deslizamiento cartografiable (12), sendas de ganado, terracitas y pies de vaca (13).

Los coluviones tapizan las zonas más bajas de las laderas de los valles principales y barrancos, y tienen mayor desarrollo en la mitad sur de la hoja. Los canchales y pedrizas, por el contrario, se localizan en zonas elevadas, como en el noroeste de la hoja, en el entorno de los circos glaciares de la Serra de Pilas y del Circ de la Gallina. Los taludes de derrubios se alinean en las laderas de los valles glaciares en artesa de Serra Mitjana, al oeste de la hoja, y el valle del Riu del Port, en el centro; también al oeste en las laderas del circo glaciar de donde arranca el barranco de Port Negre y al sur, en la parte alta de las laderas que definen el valle de Valferrera, antes de confluir con la Noguera de Cardós.

Se les asigna a todas estas formas una edad desde el Holoceno a la actualidad.

6.3.2.4. Formas fluviales

El modelado fluvial de las hojas de Noarre y Ribera de Cardós es un modelado reciente, ya que se desarrolló tras la retirada de los glaciares. Las formas fluviales, tanto erosivas como sedimentarias, son por tanto, holocenas.

En muchas ocasiones ha sido imposible representar en la cartografía algunas de las formaciones superficiales fluviales por su pequeña extensión en superficie. Las formas fluviales

representadas en la cartografía son: incisión lineal en v, barranco (14), arista en interfluvios (15), escarpe inferior a 25 m (16), escarpe entre 25-100 m (17), arista o divisoria montañosa (18), cambio brusco de pendiente, salto de agua, cascada (19), cambio de pendiente, rápidos (20), pérdida de drenaje (21), llanura de inundación (22), cono de deyección, abanico torrencial (23), garganta, cañón fluvial, desfiladero (24), collado, puerto, coll (25), depósito de arroyada, aluvial-coluvial, relleno de vaguada (26), terraza (27), fondo de valle (28), escarpe o borde de terraza (29).

La forma erosiva fluvial más abundante es la incisión lineal en V, favorecida por las fuertes pendientes; estas formas han borrado casi en su totalidad la anterior morfología en U de los valles glaciares, favorecidas por la litología de carácter pizarroso de gran parte de las hojas.

El principal curso fluvial presente en la Hoja es la Noguera Pallaresa, que con dirección noroeste-sureste, atraviesa la esquina inferior izquierda de la hoja. A este río vierten sus aguas por su margen izquierda los cursos fluviales de la Noguera de Cardós y la Noguera de Valferrera, los cuales recogen, aguas arriba, los caudales de los ríos de Lladorre y Riu de Tavascán, que tienen una dirección N – S predominante. En el caso de la Noguera de Valferrera, en su tramo más alto presenta una dirección E – O, y en esta parte de su recorrido se encuentra encajado formando una garganta. En las cabeceras de estos cursos de agua, donde se dan las mayores altitudes de la hoja, abundan los barrancos y los rápidos y saltos de agua. Solo en el sur de la hoja, donde la orografía es más suave, se distinguen aristas en interfluvios y escarpes de modelado netamente fluvial.

El sistema fluvial más desarrollado en cuanto a los tipos de depósito asociados a esta dinámica es el del Riu de Tavascán, el único en el que, poco antes de la confluencia con el Riu de Lladorre, se han distinguido depósitos de terrazas, además de llanura de inundación, fondo de valle y conos de deyección. En el tramo de la Noguera Pallaresa que pasa por la hoja encontramos depósitos de fondo de valle y conos de deyección que forman parte del relleno que colmata la cubeta de sobre excavación glaciar de Escaló. Los fondos de valle se limitan a estrechas franjas a lo largo de los valles principales y en Riu de Lladorre, en su curso alto, en la Pla de Boaví se encuentra la otra llanura de inundación presente en la hoja.

Los conos de deyección se dan al desembocar los barrancos de fuerte pendiente en un valle de orden superior. Su morfología es la típica de abanico, convexa en superficie, y tienen dimensiones variables. La mayoría de ellos son activos en la actualidad. Son frecuentes en el Riu Tavascán, Riu de Noarre, la Noguera de Cardós, la Noguera de Vallferrera y la Noguera Pallaresa.

En zonas donde los barrancos desembocan en estos valles principales donde las pendientes se suavizan, se generan depósitos de arroyada y aluvial-coluvial, que en algunas zonas alcanzan un buen desarrollo, como en el tramo intermedio del Riu de Lladorre y del Riu d'Unarre.

Se les asigna a todas estas formas una edad desde el Holoceno a la actualidad.

6.3.2.5. Formas poligénicas

Dentro de las formas poligénicas se han incluido aquellas de épocas pre glaciares. Cuando los circos glaciares no han crecido lo suficiente a su alrededor, se han conservado retazos de las superficies y collados preglaciares que había entre ellos, algunas de ellas algo por encima de los 2600 m. Estas superficies de erosión se localizan en: Serra Plana, Pla de Negua, Serra de Costuix, Plans y collada de Boldís y Serrat de Capitons.

6.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La morfología de esta región es el resultado de una serie de procesos erosivos, sedimentarios y tectónicos desde el Paleógeno hasta la actualidad. En una primera etapa, estos procesos empiezan a funcionar con la etapa principal de plegamiento alpino, durante el Eoceno-Oligoceno. Y una segunda etapa durante el Cuaternario en la que predominaron los procesos relacionados con los cambios climáticos.

La orogenia alpina, en su fase principal, supone un plegamiento generalizado y la elevación de la cordillera. Esto implica el inicio de la actividad erosiva sobre un gran relieve estructural con mucha energía. La erosión fue capaz de producir una gran cantidad de material que arrastrado por los diferentes procesos dio lugar a una serie de depósitos de edad Eoceno terminal - Oligoceno y parte del Mioceno que rellenan las grandes cuencas terciarias. La litología de estos depósitos acusa la procedencia del material, haciendo suponer una zona axial con un ascenso continuado, equilibrado por la subsidencia de la Depresión del Ebro.

Al final del Oligoceno comienza una nueva fase de plegamiento que provoca una nueva fase erosiva en la que se inicia el gran proceso de exhumación de los relieves de circundan a la Zona Axial, y que se mantiene durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

Durante el Mioceno superior, la cuenca endorreica terciaria del Ebro se abre al Mediterráneo. GARCÍA-CASTELLANOS y CRUZ LARRASOAÑA (2015) sitúan la apertura entre 12 y 7,5 Ma, aunque algunos geólogos la sitúan en el Plioceno (por ejemplo, BABAULT *et al.*, 2006). El cambio de nivel de base proporciona una gran energía potencial al sistema que favorece la progresiva instalación de la red fluvial y la exhumación del relieve, dejando de nuevo al descubierto las unidades estructurales del basamento, de forma que ya se establecen las líneas generales del relieve actual.

Pero en este sector del Pirineo se produce en el Pleistoceno una nueva morfogénesis que marca la formación de un relieve policíclico debido a la alternancia de etapas glaciares y periglaciares. BORDONAU *et al.*, (1992) señala que la última glaciación ha tenido un poderoso efecto morfogenético que ha borrado, prácticamente en todo el Pirineo, cualquier vestigio de anteriores glaciaciones.

El Cuaternario es un periodo que se caracteriza por una división en ciclos (o fases) glaciares e interglaciares, que a su vez se subdividen en estadios (periodos fríos y cortos) e interestadios (episodios menos fríos y cortos dentro de una fase glaciar).

Las áreas elevadas de las hojas presentan un relieve en el que los glaciares fueron los agentes modeladores más importantes, aunque las líneas generales del relieve ya se habrían establecido en el Terciario. Sobre un relieve fluvial terciario se instalaron los glaciares durante el Pleistoceno, profundizando los valles y erosionando fuertemente sobre todo en las zonas de cabecera, aunque sin modificar, en líneas generales, el relieve anterior. Aún quedan restos de superficies erosivas, apenas modificadas por la dinámica cuaternaria, que son atribuidas a esa edad (SERRAT 1979; FURDADA, 1988).

Las evidencias de glaciaciones anteriores al último ciclo, aunque no son muy abundantes, fueron puestas de manifiesto por diversos autores, como PEÑA *et al.* (1998), en el Pirineo Central, y BORDONAU *et al.* (1992). Estas glaciaciones antiguas se refieren a etapas anteriores a 70 000 a BP.

En el último Máximo Glacial se identifican varias fases glaciares con importantes avances y retrocesos de los glaciares hasta los 18 000-20 000 años, cuando se inicia la Deglaciación. La Deglaciación incluye también fases de avance glacial (con pequeños glaciares en los circos y glaciares rocosos ubicados en los macizos más elevados) a finales del Pleistoceno Superior y también en el Holoceno. La última de estas fases, la Pequeña Edad de Hielo (siglos XIV-XIX) formó pequeños glaciares en el macizo de la Pica d'Estats (actualmente extinguidas).

El Periodo Dryas reciente o Tardiglaciar representa la fase final del último ciclo glaciar en los Pirineos y fue datado entre 11 000 y 10 000 a BP (SERRAT, 1979; BORDONAU, 1992), y entre unos 13 770 y 10 170 a BP por PALLÀS *et al.* (2006). En esta fase, fría y seca, se originaron los glaciares rocosos.

Después del Tardiglaciar (finales del Pleistoceno), durante el Holoceno, las temperaturas aumentaron. Los glaciares debieron fundirse por completo, ya que durante el óptimo climático del Holoceno que tuvo lugar entre 8000 y 6000 a BP, las temperaturas medias eran más elevadas que las actuales, se calcula que entre 1,5 y 2 °C (NESJE y DAHL, 2000).

Las numerosas fluctuaciones glaciares durante la deglaciación sugieren un clima muy inestable a principios Holoceno en los Pirineos, y una distribución asimétrica de las masas de hielo en los valles tributarios, lo que demuestra que la correlación altitudinal de morrenas entre diferentes valles no es fiable (PALLÁS *et al.*, 2006).

Posteriormente, entre los 4600 y 6000 a BP se produjeron avances de los glaciares, que según GELLATLY *et al.* (1992) en algunos casos en los Pirineos, fueron mayores que los que tuvieron lugar durante la posterior Pequeña Edad del Hielo.

Durante la Pequeña Edad del Hielo, las temperaturas descienden de nuevo. La mayoría de los autores admite un descenso de 1,5-2 ºC en las temperaturas invernales, lo que, asociado a un aumento de las precipitaciones en las estaciones más cálidas, hizo que los glaciares se expandieran, alcanzando en el Pirineo las posiciones más avanzadas entre finales del s. XVII y mediados del s. XIX. Según observaciones de RAMOND en 1789, el glaciar de Monte Perdido y otros estaban, en dicho año, en el máximo o próximos al máximo de la Pequeña Edad del Hielo (GROVE, 1997). Posteriormente, los frentes retrocedieron, aunque hubo ligeros avances en el s. XX.

En resumen, según los últimos datos cronológicos, parece que los glaciares de valle en los Pirineos desaparecieron a los 14,7-15 ka BP, quedando restringidos a glaciares de circo en los sectores de mayor altura. Posteriormente se describen avances de los glaciares durante el Dryas reciente (Tardiglaciar de BORDONAU, 1992) y otros en el Holoceno (en el Neoglacial de PALLÁS *et al.*, 2006) que se han documentado en varias zonas del Pirineo (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2006; MORENO *et al.*, 2012, JIMÉNEZ-SÁNCHEZ *et al.*, 2012), junto con otras pulsaciones de menor entidad durante los períodos fríos y húmedos del Holoceno reciente, como hace unos 2500, 1500 y 500 a BP (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2014, 2015).

Una última fase glaciar ha quedado registrada en diferentes áreas montañosas de la Península; correspondería a la etapa fría más reciente del último ciclo glaciar del Pleistoceno-Holoceno. Esta fase, conocida como la Pequeña Edad del Hielo (PEH), originó en los Pirineos algunos arcos morrénicos situados unos centenares de metros por delante del frente de los glaciares actuales o en los frentes de los circos. En la Edad Media, los siglos X y XI (periodo cálido medieval o Anomalía Climática Medieval) fueron los más cálidos desde el óptimo climático del Holoceno, pero entre los s. XII y XIV empezó una etapa fría que se prolongó hasta el s. XX. Dentro de este periodo, los s. XVI al XVIII, a los que se denominó Pequeña Edad del Hielo (PEH), fueron especialmente fríos. Durante esta fase, se produjeron avances en los glaciares que ya existían en ese momento, mientras que otras áreas, que se encontraban deglaciadas, fueron ocupadas nuevamente por el hielo. Este sería probablemente el caso de los Pirineos, aunque no haya datos que confirmen la hipótesis de que los glaciares de esta zona se hubieran fundido por completo a principios del Holoceno (COPONS y BODONAU, 1994). En la PEH (Pequeña Edad del Hielo) COPONS y BORDONAU (1994) distinguen dos episodios separados por un leve retroceso de los glaciares. El primer episodio se situaría a principios del s. XVIII y el segundo, en la década de 1820. Dentro del primer episodio, se han observado pequeñas pulsaciones en algunos glaciares. Según GARCíA-RUIZ *et al.*, (2015), este avance glaciar se ha podido constatar muy bien en los macizos pirenaicos más elevados, entre ellos en el macizo Aneto-Maladeta (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1988; JULIÁN y CHUECA, 1998; GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2008, entre otros autores). El nivel de nieves permanentes ha sufrido un retroceso a lo largo de los últimos años, hasta que se ha producido una cierta estabilización a mediados de los 80, situándose en la actualidad a unos 3000 m sobre el nivel del mar (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1988).

Paralelamente a esa alternancia de épocas glaciares e interglaciares se desarrollan otra serie de procesos, debido a la acción fluvial y a la dinámica de laderas, que contribuyen a modelar localmente el relieve que se observa en la actualidad. En el comienzo del Holoceno, caracterizado por la deglaciación, la actividad fluvial debió de ser importante, con la consiguiente removilización de muchos depósitos de origen glaciar. Es probable que algunos abanicos correspondan a ese periodo. Otro periodo aluvial importante más reciente sería el que siguió al máximo de la Pequeña Edad del Hielo, hace unos doscientos años. En los últimos tiempos, son importantes los fenómenos nivales y fluviales; es probable que parte de las acumulaciones de derrubios respondan a una actividad fluvial relacionada con tormentas, como sucede en otras áreas alpinas de características similares.

6.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los principales procesos activos en este sector del Pirineo son los debidos a la dinámica fluviotorrencial y de laderas. Por otro lado, en la actualidad, el nivel de nieves perpetuas se sitúa entre los 2800 y 3000 m (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1988) y, en las áreas elevadas de la hoja, predominan los modelados glaciar y periglaciar.

Durante los s. XIX y XX, la mayoría de los glaciares del mundo disminuyeron de tamaño, exceptuando algunos avances de los frentes de poca importancia. Lo mismo sucedió en el Pirineo. Según GROVE y GELLATLY (1995) la máxima extensión de lo glaciares del Pirineo, durante la PEH, tuvo lugar a finales del s. XVIII. A finales del s. XIX se produjo un rápido retroceso de los frentes que ha continuado hasta la actualidad, aunque este periodo de retroceso sufrió cuatro interrupciones durante el s. XX. Estos pequeños avances se asocian a periodos de temperaturas regionales por debajo de la media y a precipitaciones invernales más altas que la media (McGREGOR *et al.*, 1995). En 1850-60 empezó un rápido retroceso de los glaciares que los llevó a posiciones comparables a las ocupadas durante el Periodo Cálido Medieval. El retroceso fue interrumpido por algunas detenciones y fases menores de expansión (GROVE, 1997). Entre 1955 y 1985 tuvo lugar un periodo de relativa estabilización. Desde entonces el retroceso ha sido bastante rápido y generalizado, desapareciendo alguno de los heleros y haciendo disminuir el volumen de los demás, con el consiguiente retroceso de los frentes (CHUECA *et al.*, 1998). Algunos autores, como GROVE y GELLATLY (1997) atribuyen el retroceso de los glaciares en el Pirineo durante el s. XX a las bajas precipitaciones invernales y a las temperaturas estivales.

El pequeño tamaño de los glaciares pirenaicos los hace especialmente sensibles a los cambios ambientales, por lo que, desde la última estabilización, algunos glaciares han desaparecido, mientras que otros han disminuido considerablemente de tamaño. Estudios de los años 90 del siglo XX contabilizaron un total de veintinueve aparatos glaciares, entre los que se incluyen tres neveros y dos glaciares rocosos funcionales (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1988), aunque todos ellos muestran signos evidentes de encontrarse en retroceso.

Para el año 2100, se calcula un aumento de temperatura media en la superficie de unos 2° C con respecto al año 1990. Con este aumento de temperatura probablemente se intensificaría el ciclo hidrológico, lo que supondría la desaparición de los glaciares pirenaicos ya que, según los cálculos de KUHN (1990), la altitud de la Línea de Equilibrio ascendería unos 240 m. En el mismo sentido, los datos del observatorio de Pic du Midi (2860 m), uno de los más altos de Europa, situado en la vertiente norte del Pirineo, parecen indicar que en este siglo continuarán los balances negativos de los últimos años del siglo pasado, aumentando la tendencia a la decontinentalización (McGREGOR, *et al.*, 1995). Para zonas marítimas, sin embargo, algunos modelos sugieren para el futuro un aumento en la intensidad de las precipitaciones invernales, lo que daría un balance positivo y un avance de los glaciares en dichas áreas.

La actividad periglaciar actual se reduce a la formación de canchales de gelifracción funcionales, canales o corredores de avalancha o aludes y conos de avalanchas o aludes y a procesos de formación de suelos (PEÑA MONNÉ —1994—).

Respecto a los glaciares rocosos, de acuerdo con MARTÍNEZ DE PISÓN *et al.* (1998), en el Pirineo quedaban trece glaciares rocosos activos y alguno embrionario, junto con otras formas periglaciares activas. Por otra parte, se considera que la solifluxión es activa en estas zonas de alta montaña.

Respecto a la dinámica fluvio-torrencial, se puede decir que se debe a altas pendientes, así como a la abundancia de precipitaciones de la zona. La incisión vertical y la arroyada son particularmente activas, llegando en algunos puntos a originar verdaderas cárcavas. Por otra parte, las acusadas pendientes y el estar en una zona de tramos altos de los ríos, son la causa de que éstos no hayan llegado a su perfil de equilibrio, con lo que la incisión se hace más acentuada. Así se considera que gran parte de los abanicos torrenciales son activos. Al mismo tiempo, la erosión fluvial es activa e importante, destacando en las épocas de avenidas y deshielo.

En cuanto a los procesos de ladera, cabe señalar que su actividad actual está también favorecida por el régimen climático. Las diferencias de temperatura, producidas por la existencia de una estación nival, dan lugar a una fuerte alteración mecánica, con formación de numerosos clastos, producto de la gelifracción, que se mueven por las vertientes, favorecida por la climatología y las diferencias altimétricas que propician los fenómenos gravitacionales, como solifluxión, deslizamientos, formación de canchales, laderas de derrubios, etc.

Parte del modelado y desarrollo de las laderas en zonas de montaña está marcada por los movimientos en masa o deslizamientos de laderas, los cuales siguen siendo muy activos en la actualidad. Aunque hay que tener en cuenta que, en la zona de estudio, a medida que los glaciares se retiraron hacia posiciones topográficamente más elevadas, el perfil de las laderas muy verticalizadas por la acción erosiva de los glaciares se fue atenuando con la actuación de diversos tipos de movimientos de ladera. En la actualidad estos movimientos son de menor entidad.

La futura evolución de la red fluvial estará condicionada por el retroceso de las vertientes, la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, sin olvidar los retoques producidos en las zonas montañosas por la actividad gravitacional de las vertientes.

El aumento o disminución de las precipitaciones, unido a variaciones de temperatura, podría provocar un cambio en las condiciones morfogenéticas al aumentar el volumen de las nieves o favorecer el retroceso de las mismas, aumentando, en este último caso un mayor desarrollo de los procesos fluvio-torrenciales, provocando un aumento de la erosión. Finalmente, la acción antrópica puede introducir algunas modificaciones, sobre todo en lo que respecta a la cobertura vegetal. La deforestación podría producir un aumento considerable en los procesos erosivos.

De acuerdo con GARCÍA-RUIZ *et al.* (2015), los estudios llevados a cabo en el Pirineo Central durante las tres últimas décadas sobre el Cambio Global y sus consecuencias confirman la complejidad de las interacciones que se producen en los sistemas naturales y la rápida respuesta de la vegetación, la generación de escorrentía y la erosión frente a variaciones del clima y las actividades humanas.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Dentro del ámbito de la presente hoja, se encuentran varios indicios de minerales metálicos, no metálicos y algunas canteras, y todos ellos son de pequeño tamaño. No existe en la actualidad ninguna explotación minera activa. Sin embargo, merece la pena resaltar la gran importancia que ha tenido la minería del hierro en el desarrollo socioeconómico de este sector del Pirineo Catalán. Un gran número de pequeñas minas (meners), se trabajaron desde al menos el siglo II a. C., hasta el siglo XIX. Estas suministraron minerales de hierro a las ferrerías (fargues) que se habían establecido a lo largo de los principales valles. La importancia de esta actividad justifica el toponímico del valle central de la zona cartografiada: Vallferrera. También se encuentran mineralizaciones de otras sustancias, como cobre y asbestos.

7.1.1 Minerales metálicos y no metálicos

-Mineralizaciones de hierro

En este sector del Pirineo se han localizado un gran número de vestigios de producción siderúrgica protohistórica y antigua, tales como minas y hornos. Están distribuidas en dos núcleos principales: el valle de Baiasca, en el margen derecho del Noguera Pallaresa, al norte de Llavorsí, y la vertiente meridional de la Vallferrera y las cuencas de Farrera y Romadriu, en el margen izquierdo del río. Todas estas minas son de pequeño tamaño

e incluyen labores superficiales (rasas) y subterráneas. GASSIOT y JIMÉNEZ, 2006, consideran que tan sólo las labores a cielo abierto corresponden a trabajos antiguos, las galerías se habrían acometido durante la época moderna y contemporánea.

En el ámbito geográfico de la presente hoja, las explotaciones mineras se concentran principalmente al sur, en la «Costa dels Meners», en la ladera septentrional del Pic de la Màniga, donde, en una superficie de unos 3 km2, se han inventariado 89 labores mineras (PÈLACHS, 2004).

Las mineralizaciones encajan en la serie detrítica cambroordovícica. Presentan morfología filoniana, se trata de un conjunto de pequeños filones en relevo, con dirección NNW-SSE. Las menas que se explotaban preferentemente eran la hematites y, ocasionalmente, la goethita de las zonas de enriquecimiento supergénico. La paragénesis es de pirita, calcopirita y arsenopirita, como minerales primarios, con goethita y hematites, como minerales secundarios.

Otros indicios minerales de hierro de estas mismas características se encuentran diseminados por toda la superficie de la hoja (MATA I PERELLÓ, J. M., 1990).

Ocasionalmente, se encuentran mineralizaciones de hierro con morfología estratiforme. Son de pequeño tamaño. Se trata de mineralizaciones relacionadas con niveles con sulfuros del cambro-ordovícico. Los minerales primarios son principalmente arsenopirita y pirita. Se intentaron aprovechar los minerales de alteración supergénica

-Mineralizaciones de cobre

Un conjunto de cuatro indicios mineros de cobre se distribuye en el sector sur de la hoja, en una extensión de unos seis kilómetros. Se encuentran dentro del término municipal de Valls de Valira, entre las aldeas de Bordes de Conflent y Os de Civís.

Esta zona se localiza en el flanco norte del sinclinal de Llavorsí. Todos los indicios se sitúan en el contacto por falla inversa de las pizarras negras del Silúrico con los conglomerados, areniscas y pizarras ordovícicas.

Las labores mineras son numerosas, pero de escasa entidad, se distribuyen según cuatro grupos, que hemos considerado como indicios distintos. Se desconoce la época exacta en que se inició la explotación, aunque probablemente los minerales de alteración supergénica fueran aprovechados para beneficio del hierro en épocas anteriores. Los vestigios mineros que todavía se pueden reconocer en la actualidad corresponden a labores realizadas durante la década de 1940.

La morfología de la mineralización es filoniana. Presenta una orientación N045E y N-S La paragénesis es de siderita-cuarzo con tetraedrita, calcopirita y pirita. En las zonas superiores se encuentran minerales de alteración supergénica.

En Tor se han localizado cuatro pequeños indicios mineros excavados en materiales silúricos. Se trata de pequeñas catas y calicatas abiertas siguiendo filones o bandas de oxidación. En el indicio más importante, una calicata de unos 10 m de longitud y 3 m de profundidad máxima, se observan filones de cuarzo de hasta 10 cm de potencia, con micas verdosas y sulfuros (calcopirita, esfalerita, galena y pirita) y con desarrollo de minerales secundarios de oxidación (goethita, hematites, cerusita, malaquita y anglesita).

-Mineralizaciones de asbestos

En el barranco de Belledo, en Llavorsí, en el extremo suroeste de la hoja, se encuentra un indicio de asbestos. Comprende varias labores mineras, realizadas durante la década de 1940, y que en la actualidad resultan muy difíciles de localizar debido a la tupida vegetación que las cubre. La mineralización es de tremolita acompañada de calcita de hábito también fibroso. La tremolita se presenta mayoritariamente en la variedad de slip-fibre (fibra deslizada), es decir, con las fibras dispuestas de forma paralela a los hastiales de los filoncillos. Las fibras alcanzan los 15 cm de longitud. Ocasionalmente se observan vetas de potencia menor a 0,5 cm con cristales de anfíbol (tremolita) asbestiforme de la variedad cross-fibre (Fibra cruzada), es decir, con las fibras perpendiculares a los hastiales del filoncillo. Por analogía al indicio de Llessui, situado en la vecina hoja de Sort, y donde las condiciones de afloramiento son mejores, se puede suponer que el control tectónico del indicio y el bajo grado de metamorfismo desarrollado en la serie estratigráfica en que encaja el depósito, originaron el yacimiento por efecto de un metamorfismo dinámico producido por el cabalgamiento IGME (1972).

Coordenadas		Sustancia	Término Municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
X	Y					
352568,65	4710042,44	Fe	Aidí		py, po, goe, hm	
361191,08	4708683,57	Fe	Ainet de Bessan		apy. Pyr, goe, hm	
362579,55	4708477,57	Fe	Ainet de Bessan		apy. Pyr, goe, hm	
362703,08	4707465,17	Fe	Ainet de Bessan		apy. Pyr, goe, hm	
364365,84	4709545,17	Fe	Alins		Fe, apy, pyr, goe	
459283,77	4700949,02	Fe	Araos		apy, cpy, py goe,hm	
362954,13	4719982,94	Fe	Areu		apy. Pyr, goe, hm	
361580,98	4720388,41	Fe	Areu		apy. Pyr, goe, hm	
366427,76	4720821,6	Fe	Areu		apy. Pyr, goe, hm	
358183,23	4720546,98	Fe	Boldís Sobirà		apy. Pyr, goe, hm	
362104,76	4707510,72	Fe	Burg		apy, cpy, py goe,hm	
349102,69	4719835,1	Fe	Burgo		py, po, goe, hm	
348124,18	4714894,79	Fe	Escaló		apy. Pyr, goe, hm	
353128,36	4721333,44	Fe	Estarón		py, po, goe, hm	
350849,69	4711176,46	Fe	Estarón		py, po, goe, hm	
365387,9	4707160,53	Cu	Farrera			
356288,72	4720691,36	Fe	Lladorre			
351059,5	4707348,95	Asb	Llavorsí	Filoniana	Trem, cal.	
354900,36	4720897,48	Fe	Lleret	Filoniana		
360260,05	4722795,72	Fe	Tavascan	Filoniana		
365573,44	4714869,19	Fe	Tor	Filoniana		
368771,83	4714726,04	Fe	Tor	Filoniana		
368894,3	4715017,59	Cu	Tor	Filoniana	cpy, sph, gn pyr, cup	
366900	4706850	Cu	Valls de Valira	Filoniana	Tetr.,cpy, pyr, sid, qz	2 socavones
366300	4706850	Cu	Valls de Valira	Filoniana	Tetr.,cpy, pyr, sid, qz	14 socavones
366300	4706850	Cu	Valls de Valira	Filoniana	Tetr.,cpy, pyr, sid, qz	2 socavones
370200	4708150	Cu	Valls de Valira	Filoniana	Tetr.,cpy, pyr, sid, qz	8 socavones
358192.0	4729873.2	Fe	Lladorre(Estany de Guerosos)	Estratiforme	py, goe, hm	Pequeño tamaño
363892.2	4727031.9	Cu, Fe	Lladorre(Plà de Boavi)	Estratiforme	Cpy, apy, goe, hm	Labores mineras antiguas

Tabla 1. Indicios de minerales metálicos y no metálicos.

7.1.2. Rocas industriales

En el extremo suroeste de la presente hoja se encuentran varias canteras de pizarras de techar (lloses), todas de pequeño tamaño, que explotaban los materiales de edad devónica de la formación Civis, que forman el núcleo del sinclinal de Llavorsí. En la actualidad se encuentran abandonadas. Se han inventariado dos canteras, situadas al NE de Llavorsí, junto a la carretera, en la margen izquierda del Noguera Pallaresa. Las pizarras de edad ordovícica de la formación Ansovell también se utilizaron para esta misma aplicación, aunque con menor importancia.

Ocasionalmente, los depósitos aluviales del Noguera Pallaresa se han empleado como áridos en pequeñas graveras distribuidas a lo largo del curso del río.

Nº	Coordenadas UTM		Sustancia	Término Municipal	Denominación	Observaciones
	X:	Y:				
1	351061.86	4710126.59	Piz	La Guingueta	Estarón	Actualmente inactiva
2	35020.00	470895.00	Piz	Llavorsí	Arestui	Actualmente inactiva

Tabla 2. Indicios de rocas industriales.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

En las hojas de Noarre - Ribera de Cardós se localizan cuatro estaciones meteorológicas: la estación termopluviométrica histórica 9669 Tabescán «Presa» y la estación pluviométrica 9672E en Areu, que pertenecen a la red de la Agencia Estatal de Meteorología; y las estaciones automáticas de Certascan (Z5) y Salòria (ZB), gestionadas por el Servei Meteorològic de Catalunya.

La precipitación media en el ámbito de las hojas oscila entre 706 y 1044 mm/año, con un valor medio de 862 mm/año, en aumento hacia el sector septentrional. La temperatura media anual es de 6,2 ºC, contabilizando valores medios mínimos y máximos entre 1,8 y 10,9 ºC, con los valores más altos hacia el suroeste y los más bajos hacia el norte y este. Estos valores medios se consiguen como consecuencia de tener una alta probabilidad para alcanzar un número de días de helada por año superior a 125, que llega incluso hasta 200 días al año en las cotas más elevadas del entorno de la cordillera pirenaica (MARTÍNEZ *et al.*, 2015).

La evapotranspiración potencial media (ETP), según Thornthwaite, para el periodo de referencia 1980/81-2005/2006 abarca valores en el rango de 500-780 mm/año. Tan solo los sectores situados al norte y este, coincidiendo con la localización de las elevaciones topográficas, pueden tener valores de la ETP menores de 500 mm/año. Como valor de referencia puede citarse la ETP media para la serie larga de años 1940/41 a 1990/91 de la estación 9669 Tabescán, que alcanza 644 mm/año. En lo que respecta a la evapotranspiración real media anual (ETR), cálculos elaborados por CEDEX (2016) sitúan esta cifra entre 105-752 mm/año. Aproximadamente, en el 50 % del territorio considerado la ETR, la media anual estaría entre 400-600 mm/año, siendo inferior a 400 mm en el resto. Con los valores anteriores se observa que las zonas de cabecera de las cuencas son excedentarias; la lluvia útil en términos porcentuales supone entre un 21 y un 85 % de la precipitación media anual, dependiendo de las condiciones de almacenamiento de agua en el suelo.

En cuanto al clima, atendiendo a la clasificación de Köppen, el área se encuentra entre un clima templado sin estación seca, con veranos calurosos o templados (tipo Cfa-Cfb), y un clima frío sin estación seca y veranos templados o frescos (tipo Dfb-Dfc) (AEMET-IMP, 2011). El clima dominante según la Clasificación Agroclimática de Papadakis es del tipo patagoniano húmedo-templado frío, aunque, no obstante, en la zona más deprimida de los valles meridionales, comienza a surgir un clima templado cálido.

La elevada altitud que caracteriza el relieve de este sector contribuye a que una parte de las precipitaciones se produzca en forma de nieve, acumulando espesores importantes en invierno. La Confederación Hidrográfica del Ebro realiza un seguimiento del espesor del manto nival mediante telenivómetros al objeto de cuantificar los recursos de nieve almacenados y ponderar el equivalente en agua almacenada, para gestionar el aumento de caudal que supondrá su incorporación a los ríos tras su fusión. En el dominio de las hojas cartografiadas se localiza el telenivómetro N011 en Aixeus, a 2400 m de altitud.

7.2.2. Hidrología superficial

Las Hojas 150 y 182 pertenecen al ámbito de la Demarcación Hidrográfica del Ebro, concretamente incluyen una parte de la cuenca de tercer orden del río Noguera Pallaresa y un conjunto de tributarios conocidos coloquialmente, y en su conjunto, como los Nogueras, que son afluentes del río Segre por su margen derecha. Apenas poco más de 20,4 km2 del extremo suroriental de la hoja de Ribera de Cardós son drenados por pequeños afluentes localizados en la zona de cabecera del río Valira, asimismo afluente de tercer orden del Segre por la margen derecha.

Por el extremo occidental transcurre parte del cauce del río Noguera Pallaresa, en un sector de aproximadamente 90 km2 de cuenca vertiente. A él se une por su margen derecha el río Noguera de Cardós, que fluye desde las cumbres de la cordillera pirenaica donde tiene su nacimiento, ocupando la cuenca vertiente en estas hojas una superficie de unos 420 km2.

Estas cimas de los Pirineos marcan la traza de la divisoria de aguas que distribuirá la escorrentía que se dirige hacia la vertiente mediterránea por territorio español, a través de la cuenca del río Ebro, y la escorrentía de la vertiente atlántica a través del río Garona, en territorio francés. El río Noguera de Cardós pasa por estas dos hojas aproximadamente, de norte a sur, en un sector en el que recoge las aguas de otros tributarios localizados más al este, como son los ríos Noguera de Vallferrera y La Noguera de Tor.

Con los criterios que establece la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas), todos los ríos señalados se han subdividido en diversos tramos o masas de agua superficial, en función de características hidrológicas, geomorfológicas y ecológicas, pero todos coinciden en su caracterización como ríos de alta montaña, puesto que conservan gran parte de su estado y calidad natural. En la zona cartografiada se distingues dieciséis masas de agua superficial, de las que tres corresponden con lagos o embalses.

El régimen hidrológico natural de las cuencas responde a un comportamiento de tipo nivopluvial. Tanto el Noguera Pallaresa como sus afluentes son cauces perennes que tienen un comportamiento similar, con periodos de aguas altas localizados entre mayo y agosto y caudales mínimos en febrero; el Noguera de Cardós tiene su máximo caudal en junio.

Para el control hidrométrico se dispone de siete puntos de la red oficial de aforos de la CHE (Tabla 3). Hay cinco estaciones de aforo en cauces superficiales (un de ellas inactiva) y, además, se cuenta con información histórica del control hidrométrico en los canales para el trasvase de la cabecera del Noguera de Vallferrera al río Lladorre (9456) y de la central de Llavorsí-Cardós (9431). Las principales características y aportaciones medias anuales en el periodo considerado se recogen en la tabla siguiente:

Código	Nombre	Estado	Coordenadas UTM		Cauce	Nº de datos	Amplitud serie	Nº Años	Caudal m^3/seg	Superficie cuenca Km^2
			X	Y						
A252	Noguera Pallaresa en Escalo	Activa	841174	4719349	Noguera Pallaresa	4.699	Inicio nov. 1989	24	10,4	444
9456	Trasvase Vallferrera-Lladorre	Inactiva	853956	4731757	-	1.055	Inicio 1990	5	1,15	54
A144	EA 144 Lladorre	Inactiva	848575	4729088	Noguera de Cardós	13.642	Oct. 1954-sep. 1997	42	2,72	137
A135	EA 135 Alins	Activa	855299	4720275	Tor	12.579	Inicio oct. 1965	49	1,31	60
A198	EA 198 Alins	Activa	855240	4720393	Vallferrera	12.622	Inicio oct. 1965	47	1,37	83
9431	Central Hidroeléctrica Llavorsí-Cardós	Inactiva	847088	4717003	-	6.209	Oct. 1972-sep. 2002	20	5,48	68
A265	EA 265 Tirvia	Activa	847746	4715949	Noguera de Cardós	4.476	Inicio abr. 1990	23	4,52	41

Tabla 3. Datos básicos de los puntos de la red oficial de aforos. Coordenadas UTM 30T ETRS89.

Las principales infraestructuras para transporte de agua se han centrado en la construcción de seis canales: las cuatro tuberías a presión de Tabescán (que incluyen el canal del trasvase del río Vallferrera al Lladorre, de unos 5,7 km) y el Canal de la Central Hidroeléctrica de Llavorsí, cuya traza discurre de norte a sur por la margen derecha del Noguera de Cardós entre los núcleos de Tabescán y Llavorsí. En el extremo occidental se localiza además un pequeño tramo de unos 2,3 km del canal de la Central Hidroeléctrica de Unarre, que toma las aguas del río Unarre, cerca del núcleo de Cerbi, y las conduce hasta el Noguera Pallaresa en la localidad de Esterri d'Aneu, en la vecina hoja n.º 181.

En zonas de alta montaña son numerosos los lagos, o también llamados estanys, muchos de ellos asociados a formas de excavación glaciar y depósitos morrénicos que pueden actuar de represamiento natural. Otros, sin embargo, se han formado por el levantamiento de presas para la generación de energía hidroeléctrica. En el ámbito de las hojas cartografiadas, están catalogados sesenta lagos o estanys. El más importante en cuanto a superficie y volumen de almacenamiento es el de Certescan, que tiene una capacidad de 16,37 hm^3 y es aprovechado con fines hidroeléctricos. En cabecera de la cuenca del río Noguera de Cardós están también las presas de los embalses de Rumedo (0,61 hm^3), Graus (0,33 hm^3) y Tabescán (0,64 hm^3), que, además de servir para la generación de electricidad, se utilizan en la regulación de los caudales de la cuenca.

La superficie regable en la zona cartografiada, según información de la Confederación Hidrográfica del Ebro basada en las parcelas catastrales de regadío, asciende a unas 171 ha. Fundamentalmente son huertas y pequeñas parcelas instaladas a lo largo de las vegas del Noguera de Vallferrera, entre los núcleos de Areu y Araós; en el Torrent de Sant Miquel; en el río Noguera Pallaresa, entre los núcleos de Escaló y Llavorsí; así como en los alrededores del núcleo de Ribera de Cardós, en la cuenca del río Noguera de Cardós. Salvo excepciones, la procedencia del agua es siempre superficial.

Por su interés en cuanto a la relación que pueda mantener con las aguas subterráneas, se citan el LIC (Lugar de interés comunitario) y ZEPA (Zona de especial protección para las aves) de la red Natura 2000: Alins de Pallars (ES5130003), que se extiende por una amplia superficie de la zona cartografiada, fundamentalmente al norte y este, así como a lo largo de los cauces del Noguera de Cardós y del Noguera de Vallferrera.

7.2.3. Características hidrogeológicas

Una descripción abreviada de la zona desde el punto de vista de las aguas subterráneas debería señalar la presencia de formaciones geológicas que en su conjunto tienen un comportamiento hidrogeológico muy poco permeable o impermeable. El régimen de precipitación existente, con lluvias relativamente abundantes, la posible presencia de una cubierta de alteración y meteorización epidérmica o un mayor desarrollo de la red de fracturación y diaclasado contribuyen, no obstante, a la aparición de acuíferos superficiales, en general poco extensos

y de baja productividad, que se ponen de manifiesto por manantiales vinculados a cambios de pendiente y de permeabilidad en las formaciones lutíticas y carbonatadas. Los manantiales pueden ser relativamente numerosos, de pequeña entidad y se caracterizan por lo general por su escasa capacidad de regulación, que se traduce en bajos caudales y en un régimen irregular a lo largo del tiempo, de manera que pueden incluso secarse en periodos de estiaje. En consecuencia, los primeros trabajos hidrogeológicos realizados bien por el IGME o bien por la Dirección General de Obras Hidráulicas, no consideraron de relevancia este sector desde el punto de vista del aprovechamiento de las aguas subterráneas, por lo que no se llegó a definir inicialmente ningún acuífero, quedando enmarcado el territorio en el grupo de no acuífero. Sin embargo, desde el punto de vista administrativo y de gestión de las aguas, con la entrada en vigor de la Directiva Marco del Agua, su transposición al derecho español y la revisión de los Planes Hidrológicos de cuenca para el periodo 2015-2021, se realiza una nueva catalogación de las áreas permeables que tiene como consecuencia la creación de la masa de agua subterránea ES091MSBT034 Macizo Axial Pirenaico (Fig. 4), dando así respuesta al hecho de que existen numerosas localidades y núcleos urbanos con más de 50 habitantes que resultan abastecidos con aguas subterráneas.

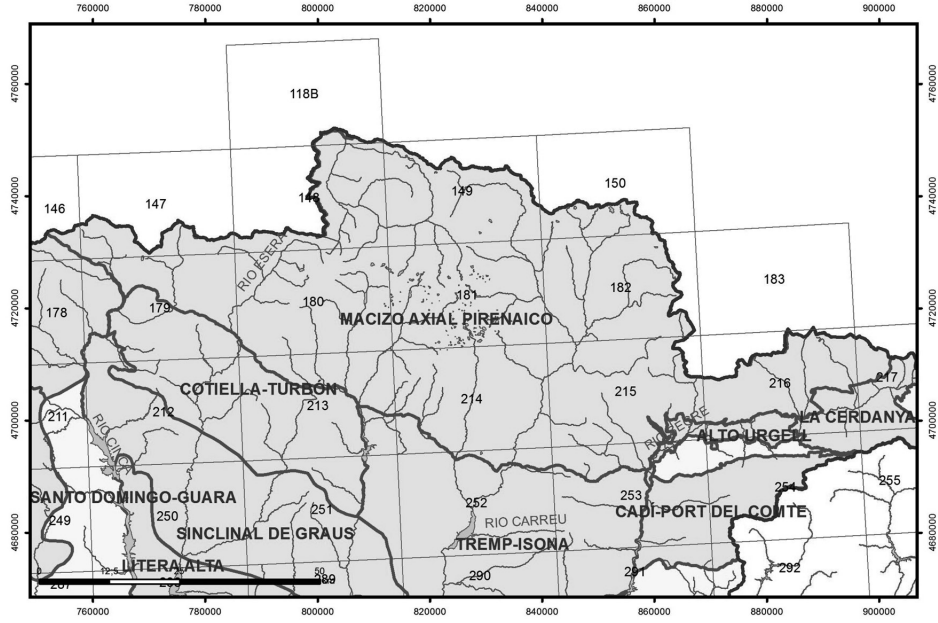


Figura 4. Masas de agua subterránea y distribución de Hojas a escala 1:50 000.

8. BIBLIOGRAFÍA

Abad, A. (1989). "El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafía, Facies y Paleontología". *Batalleria*, 2 (1988), 47-56.

Agencia Estatal de Meteorología de España-Instituto de Meteorología de Portugal (2011). *Atlas Climático Ibérico.* Madrid. 79 pp.

Aguilar, C., Liesa, M., Castiñeiras, P., Navidad, M. (2014). "Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating". *Journal of the Geological Society,* London, 171, 181-192.

Autran, A.; Fonteilles, M. y Guitard, G. (1970). "Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le métamorphisme regional, considérées principalement du point du vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. 7 (12), 673-731.

Babault, J.; Loget, N.; Van Den Driessche, J.; Castelltort, S.; Bonnet, S.; Davy, P. (2006). "Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? Geomorphology", 81 (1-2), 155-165.

Barnolas, A.; Chiron, J.c. y Guerangé, B. (1996). "Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées", *Editions BRGM - ITGE,* Orléans, 1.

Barrère, P.; Calvet, M.; Courbouleix, S.; Gil-Peña, I. y Martín-Alfageme, S. (2008). "Mapa geológico del Cuaternario de los Pirineos". Escala 1:400 000. *BRGM-IGME.*

Bles, J. L. y Gros, Y. (1980). "La fracturation du granite de Bassiès (P.A.): chronologie des phases tectoniques, évolution des fractures". *Bulletin Société géologique de France sér. 7,* 22, 377-390.

Boersma, K. Th. (1973). "Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees". *Leidse Geologische Mededelingen,* 49 (2), 303-377.

Bordonau, J. (1992). "Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus". *Geoforma Ediciones,* Logroño, 251 pp.

Bordonau, J.; Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1992). "Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos". En: *CEARRETA, A. & UGARTE (Eds).* "The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region". Ser. *Ed. Univ. País Vasco,* Bilbao, 303-312.

Bru, J. (1985). "Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central" (Valls Ferrera i de Cardós). *Tesis doctoral.* Barcelona, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de Barcelona. Univ. Barcelona.

Bru, J.; Gómez Ortiz, A.; Serrat, D.; Ventura, J. y Vilaplana, J.M. (1985). "Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán". *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico,* vol. I, Lisboa, 165-183.

Buchroithner, M. F. V. (1979). "Conodontenstratigraphie Untersuchungen im Silur und Devon der Ost und Zentralpyrenäen". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.,* (5), 268-283.

Capellà, I. (1991). "Variació de l'estil estructural a l'hercinià del Pirineu. Infrastructura - Zona de transició - Suprastructura". *Tesi doctoral,* Univ. Autònoma de Barcelona, 279 pp. (inédita).

Capellà, I. (1996). "Strain analysis in the Axial Zone of the Variscan basement of the Pyrenees". *Geologie en mijnbouw,* 75 (4), 361-371.

Capellà, I. y Carreras, J. (1996). "La zonación estructural del Hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa". *Estudios Geológicos,* 52, 51-61.

Carreras, J. y Capellà, I. (1994). "Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and new interpretation". *Jour. Struct. Geol.,* 16, 1509-1524.

Carreras, J. y Cirés, J. (1986). "The geological signification of the western termination of the Merens fault at Port Vell (Central Pyrenees)". *Tectonophysics,* 129, p. 99-114.

Carreras, J. y Debat P. (coord.) *et al.* (1996). "Tectonique hercynienne". En: BARNOLAS, A., CHIRON, J. C., GUÉRANGÉ, B. (Eds.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées.* Vol. 1, "Introduction. Géophysique. Cycle hercynien". *BRGM-ITGE,* 585-677, 3 pl. h.t.

Casas, J. M. (2010). "Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics". *Geological Magazine,* 147, 674-689.

Casas, J. M.; Domingo, F.; Poblet, J. y Soler, A. (1989). "On the role of Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of Central and Eastern Pyrenees". *Geodinamica Acta.* 3 (2), p. 142-147.

Casas, J. M.; Alías, G.; Masachs, I.; Soler, A. y Vilaplana, J.M. (2002). "Memòria del mapa geològic d'Andorra" 1:50 000. *Institut d'Estudis Andorrans,* 49 pp.

Casas, J. M. y Fernández, O. (2007). "On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area". *Geológica Acta,* 5 (2), 193-198.

Cavet, P. (1957). "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Oriéntales Françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)". *Bull. Serv. Carte Géol. France.* LX, 254, 303-518.

Che. "Plan Hidrológico del Ebro 2010-2015. Masas de agua subterránea. Macizo Axial Pirenaico". https://www.chebro.es/plan-hidrologico-ebro-2010-2015.

Che (2010). "Inspección y Vigilancia de las Obras de Construcción de sondeos para la Adecuación de las Redes de Piezometría y Calidad de las Aguas Subterráneas. Cuenca del Ebro". *Informe Piezómetro de Sesué*.

Choukroune, P. y Ecors Team (1989). "The ECORS Pyrenean deep seismic profile refection data and the overall structure of an orogenic belt". *Tectonics,* 8 (1), 23-39.

Chueca, J. y Lampre, F. (1994). "Los glaciares altoaragoneses. Instituto de Estudios Altoaragoneses". *Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo,* 21.

Chueca, J.; Peña, J. L.; Lampre, F.; García-Ruíz, J. M. y Martí-Bono, C. (1998). "Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual". *Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio,* Univ. de Zaragoza, 104 pp.

Chueca, J.; Peña, J. L.; Lampre, F. y Julian, A. (1998). "La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central Meridional: Inferencias Paleoambientales a partir de Datos Geomorfológicos". En: GÓMEZ ORTIZ, A y PÉREZ ALBERTI, A. (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas.* Universidad de Santiago de Compostela. 307-328.

Cirés, J.; Alias., 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. (2017). "Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell (Lleida)". *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Tesis Doctorales,* nº 29, 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". *Bull. Soc. géol. France,* 180, 501-511.

Cochelin, B.; Lemirre, B.; Denèle, Y.; 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.* https://doi.org/10.1144/jgs2017-066.

Cocherie, A.; Baudin, T.; Autran, A.; Guerrot, C.; Fanning, M. C. y Laumonier, B. (2005). "U-Pb zircon (ID – TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France): new U-Pb zircon datings". *Bull. Soc. géol. France,* 176, 269-282.

Copons, R. y Bordonau, J. (1994). "La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos Centrales)". En: MARTÍ BONO, C. y GARCÍA-RUÍZ, J.M. (Eds.): "El glaciarismo supirenaico: Nuevas aportaciones". *Geoforma Ediciones,* Logroño. 111-124.

Daignières, M.; Seguret, M.; Specht, M. y Ecors Team (1994). "The Arzacq – Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile". En: A. MASCLE (ed.): *Hydrocarbon and petroleum geology of France.* Springer, 199-208.

Debon, F., Enrique, P. y Autran, A. (1996). "Magmatisme Hercynian". En: BARNOLAS, A., CHIRON, J.C. y GUÉRANGÉ, B. (Eds.): "Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées". *Edition BRGM – ITGE* – Volume 1, 306-359, 5 pl. h. t.

Degardin, J. M. (1988). "Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie.Paléogéographie". *Soc. Geol. Nord,* publ. 15, 355 pp.

Den Brok, S. W. J. (1989). "Evidence for pre-Variscan deformation in the Lys Caillaouas area, Central Pyrenees, France". *Geologie en Mijnbouw,* 68, 377-380.

Denèle, Y.; Laumonier, B.; Paquette, J. L., Olivier, P.; Gleizes, G. y Barbey, P. (2014). "Timing of granite emplacement, cristal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees". En: SCHULMANN K., MARTÍNEZ-CATALÁN J.R., LARDEAUX J.M., JANOUSÊK V. y OGGIANO G. (Eds.): "The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust". *Geol. Soc. London, Spec.* Pub. 405, 265-287.

Ecors Pyrenees Team (1988). "The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees". *Nature* 331, 508-511.

Espinola, M. R.; Soler, A. y Arcos, D. (1996). "Las mineralizaciones de wolframio asociadas a la granodiorita de Santa Coloma (Andorra)". *Geogaceta,* 20 (7), 1587-1589.

Furdada, G. (1988). "Estudi geomorfològic de la Vall d'Àssua i marge dret de la Ribera de Sort (Pallars Sobirà)". *Trabajo de final de carrera de Geología de la Universidad de Barcelona,* (Inédito).

Furdada, G. (1996). "Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: predicció espacial i aplicacions de la cartografia". *Tesis doctoral,* Geoforma-Ediciones, Logroño.

García-Castellanos, D.; Larrasoaña, J. C. (2015). "Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia)". *Geology,* 43, 663-666.

García-Ruíz, J. M. y Martí-Bono, C. (1994). "Rasgos fundamentales del glaciarismo en el Pirineo aragones". En: C. Martí y J. M. García-Ruíz (Eds.): *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones. Geoforma,* Logroño, 17-31.

García-Ruiz J. M.; Palacios, D.; De Andrés, N.; Valero-Garcés, B. L.; López-Moreno, J. I. y Sanjuán, Y. (2014). "Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees". *The Holocene*, 24 (11), 1439-1452. http://dx.doi.org/10.1177/0959683614544053.

García-Ruiz J. M., López-Moreno, J. I., Lasanta, T., Vicente-Serrano, S. M., González-Sampériz, P; Valero-Garcés, B., Sanjuán Y Beguería, S.; Nadal-Romero, E.; Lana-Renault, N., y Gómez-Villar, A. (2015). "Los efectos geoecológicos del Cambio Global en el Pirineo Central Español: Una revisión a distintas escalas espaciales y temporales". *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña,* vol. 170. http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170005.

García Sainz, L. (1933). "Los vestigios de época glaciar en el valle del Flamicell (Cuenca Cinca-Segre)". *Boletín de la Sociedad Geográfica Nacional,* Madrid, 73, 211-237.

García Sainz, L. (1935). "Morfología glaciar y preglaciar de la región de la Noguera". *Boletín de la Sociedad Geográfica Nacional,* Madrid, 75, 64-130.

García Sansegundo, J. (1990). "Structure of the Paleozoic in the Aran valley, Axial Zone, central Pyrenees". *Bull. Soc. géol. France,* Paris, (8), VI, nº 2, 229-239.

García Sansegundo, J. (1992). "Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça". *Publ. Esp. Bol. Geol. Min.,* Madrid,167 pp.

García Sansegundo, J. (1996). "Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France)". *Jour. Struc. Geol.,* 18 (11) 1315-1325.

García Sansegundo, J. y Alonso, J. L. (1989). "Stratigraphy and structure of the sourtheastern Garona Dome". *Geodinamica Acta,* Paris, 3 (2), 127-134.

García-Sansegundo, J.; Gavaldá, J. y Alonso, J. L. (2004). "Preuves de la discordance de l' Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du Dôme de la Garonne (Espagne, France)". *Comptes Rendus Geosciences,* 336, 1035-1040.

García-Sansegundo, J.; Poblet, J.; Alonso, J. L. y Clariana, P. (2011). "Hinterland – foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif". *Geological Society of London*, Special Publications, 349, 169-184.

Gassiot, E. y Jimenez J. (2006). "El poblament prefeudal de l'alta muntanya dels Pirineus occidentals catalans (Pallars Sobirà i Alta Ribagorça)". *Tribuna d'Arqueología 2004-2005,* Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya, 89-122.

Gellatly, A. F.; Grove, J. M. & Switsur, V. R. (1992). "Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees". *The Holocene,* 2 (3), 266-270.

Gil-Peña, I.; Sanz López, J.; Barnolas, A. y Clariana, P. (2000). "Secuencia sedimentaria del Ordovícico Superior en el margen occidental del domo del Orri (Pirineos Centrales)". *Geotemas,* 1 (2), 187-190.

Gil Peña, I. y Barnolas, A. (2001). "Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del domo de Pallasos (Noguera de Tor, Pirineo central)". *Boletín Geológico y Minero,* 112 (3), 5-16.

Gil Peña, I. y Barnolas, A. (2004). "El domo del Orri (Pirineo Central): un pliegue – manto reactivado por la tectónica alpina". *Geotemas,* 6 (3), 267-270.

Gil-Peña, I.; Barnolas, A.; Villas, E. y Sanz-López, J. (2004). "El Ordovícico Superior de la Zona Axial". En: J. VERA (Ed.): *Geología de España.* SGE-IGME, Madrid, 247-249.

Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J. L. (1991). "Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégoises): zonation, structure et mise en place". *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 312, 755-762.

González Samperíz P., Valero Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J. J. (2006). "Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30 000 yr revealed by the El Portalet sequence". *Quaternary Research,* 66, 38-52.

González Trueba, J. J., Martín Moreno, R., Martínez De Pisón, E. y Serrano, E. (2008). "Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula". *The Holocene,* 18 (4), 551-568. http://dx.doi.org/10.1177/0959683608089209.

Grove, J. M. (1997). "The spatial and temporal variations of glaciers during the Holocene in the Alps, Pyrenees, Tatra and Caucasus". En: FRENZEL, B.; BOULTON, G.S.; GLÄSER, B. y HUCKRIEDE, U. (Eds.): *Glacier fluctuations during the Holocene,* 95-103.

Grove, J. M. y Gellatly, A. F. (1995). "Little Ice Age fluctuations in the Pyrénées". *Z. Gletscherk. und Glazialgeologie,* 31, 199-206.

Grove, J. M. y Gellatly, A. F. (1997). "Glacier fluctuations in the Pyrenees in the Little Ice Age and Mid-Holocene". En: FRENZEL, B.; BOULTON, G.S.; GLÄSER, B. y HUCKRIEDE, U. (Eds.): *Glacier fluctuations during the Holocene,* 67-83.

Gutiérrez Elorza, M. y Peña Monné, J. L. (1981). "Glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lerida)". *Boletín Geológico y Minero,* 92 (2), 101-110.

Gutierrez-Medina, M., Alonso, J. L. y Garcia-Sansegundo, J. (2012). "Reconstrucción de la estructura varisca mediante la retrodeformación de una secuencia permo-triásica discordante, deformada por la reactivación de pliegues variscos. Zona Axial pirenaica". *Geotemas,* 13, 389-392.

Hazera, J. (1980). "Les moraines frontales quaternaires. Divers aspects et signification quant a l'extension glaciaire. Exemples pris dans les Pyrénées français et espagnoles". *MUNIBE Sociedad de Ciencias Naturales ARANZADI,* San Sebastián, Número 3-4, 195-205.

Hartevelt, J. J. A. (1970). "Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra / Spain". *Leidse Geol. Med.,* 45, 167-236. HidrogeoEbro: http://iber.chebro.es/SitEbro/sitebro.aspx?hydrogeoebro.

IGME (1972). "Fase previa de exploración de asbestos en zonas de los Pirineos, Badajoz, Sevilla y Huelva". *Informe inédito,* 150 pp.

IGME-DGA (2009). "Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas". Actividad 4: Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descarga por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico. Dominio del Sinclinal Jaca-Pamplona.

Jiménez-Sánchez M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J. M., Domínguez-Cuesta, M. J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Oreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2012). "A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle". *Geomorphology.* 10.1016/j.geomorph.2012.06.009.

Julián, A. y Chueca, J. (1998). "Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Méridionales: estimation à partir d'inférences géomorphologiques". *Sud-Ouest Européen*, 3, 79-88.

Kuhn, M. (1990). "Energieaustausch Atmosphäre". Eidg. Tech. Hochschule, Zürich. Veruchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. Mitt., 108, 21-32.

Laumonier, B. (1987). "Révision de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur des Aspres, à l'Est du massif du Canigou; conséquences stratigraphiques et structurales". *C. R. Acad. Sci.,* Paris, 305, II, 611-614.

Laumonier, B. (1988). "Les groupes Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque inferieur") des pyrénées orientales argu-ments en faveur de l'age essentiellement cambrien de ces séries". *Hercynica,* IV, 1, 25-38.

Laumonier B. (1996). "Cambro-Ordovicien". En: BARNOLAS, A. y CHIRON, J. C. (Coords.): *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées,* tome 1 - Cycle Hercynien. - BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 157-209.

Laumonier B. (1998). "Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.): évolution paléogéographique et géodynamique". *Geodin. Acta,* 11, 1-11.

Laumonier, B. y Guitard, G. (1986). "Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la Zone Axiale des Pyrénées. Essai de synthèse". *C. R. Acad. Sci. Paris,* 302, II, 7, 473-478.

Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., Y Guerrot, C. (2004). "Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'age et la signification des séries prévarisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire)". *Bulletin Soc. géol. France,* 175 (6), 643-655.

Margalef, A. (2015). "Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra". *Tesis doctoral,* Univ. de Barcerlona, 172 pp.

Marti, M. y Serrat, D. (1992). "Les glaceres rocalloses al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici i la seva área d'influència". En: *La Investigació Al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Segones Jornades Sobre Recerca (Ponències).* Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca. Generalitat de Catalunya, Espot, 43-51.

Martínez, L.; Moreno, J. V.; Chazarra, A.; Gallego, T.; Avello, M. T.; Botey, R. (2015). "Mapas de riesgo: heladas y horas frío en la España peninsular (periodo 2002-2012)". *Agencia Estatal de Meteorología,* Madrid, 50 pp.

Martínez Rius, A. (2010). "Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Guía Geológica". *Guías Geológicas de Parques Nacionales* (L.R. Rodríguez Fernández, Coord.), 1 mapa y 215 pp.

Mata I Perelló J. M. (1990). "Els Minerals de Catalunya. Institut d'Estudis Catalans". *Arxius de la secció de Ciències XCIII,* 402 pp.

Matte, P. H. (1969). "Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales)". *C. R. Acad. Sc.* Paris, 268, 1 841-1 844.

Maurel, O., Respaut, J. P., Monié, P., Arnaud, N. y Brunel, M. (2004). "U–Pb emplacement and 40Ar/ 39Ar cooling ages of the Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France)". *Comptes Rendus Geoscience,* 336, 1 091-1 098.

Mcgregor, G. R.; Gellatly, A. F.; Bücher, A. y Grove, J. M. (1995). "Climate and Glacier reponse in the Pyrénées, 1878-1994". Z. *Gletscherk. und Glazialgeologie,* 31, 207-214.

Menéndez, S., Perejón, A. y Moreno-Eiris, E. (2015). "Late Ovetian (Cambrian Series 2, Stage 3) archaeocyathan biostratigraphy of Spain". *Annales de Paléontologie,* 101, 161-166.

Mey, P. H. W. (1967a). "The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geologische Mededelingen,* 41, 153-220.

Mey, P. H. W. (1 967b). "Evolution of the Pyrenean basins during the Upper Palaeozoic". Int. Symp. *Devonian system, Calgary,* 2, 1 157-1 166.

Mezger, J. E. y Gerdes, A. (2016). "Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies". *Gondwana Research,* 29, 181-198.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B. L. y Fletcher, W. J. (2012). "Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments". *Quaternary Science Reviews,* 36, 139-153.

Muñoz, J. A. (1992). "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees cristal balanced cross-section". En: McCLAY, K. R. (Ed.): *Thrust Tectonics,* 235-246.

Nesje, A. y Dahl, S. O. (2000). "Glaciers and Environmental Change". *Arnold,* London, 203 pp.

Nussbaum, F. (1956). "Observations morphologiques dans la région de la Noguera Pallaresa". *Pirineos,* 39, 57-95.

Oele, J. A. (1966). "The structural history of the Vall Ferrera area, the transition zone between the Aston massif and the Salat-Pallaresa anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain)". *Leidse Geol. Med.,* 38, 129-164.

Palau, J. (1995). "El plutó de Marimanya i el seu encaixant". *Tesi de Doctorat,* Universitat de Barcelona. 435 pp.

Pallàs, R., Rodes, A., Braucher, R., *et al.* (2006). "The late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: A critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees". *Quaternary Science Reviews,* 25, 2 937-2 963.

Paquette, J. L.; Gleizes, G.; Leblanc, D. *et al.* (1997). "Le Granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons". *C. R. Acad. Sci.* Paris, 324 (5a), 387-392.

Parra, M. A.; Martínez De Pisón, E.; Ramiro Martínez Costa, R.; *et al.* (1998). "Los glaciares actuales y la nieve en el Pirineo español. Las huellas glaciares de las montañas españolas". Gómez Ortiz, Antonio ed. lit. Pérez Alberti, Augusto ed. lit. 329-346.

Pèlachs, A. (2004). "Deu mil anys de geohistòria ambiental al Pirineu central català- Aplicació de tècniques paleogeogràfiques per al'estudi del territori i el paisatge a la Coma de Burg i a la Vallferrera". *Tesis Doctoral. Bellaterra.* Departament de Geografia. Universitad Autónoma de Barcelona. 581 pp.

Peña Monné, J. L. (1994). "Cordillera Pirenaica". En: GUITIÉRREZ ELORZA, M. (Ed.): *Geomorfología de España.* Ed. Rueda, Madrid, 159-225.

Peña Monné, J. L.; Chueca Cia, J. y Lampre Vitaller, F. (1998). "Estado actual del glaciarismo pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo Central". En: GÓMEZ ORTIZ, A y PÉREZ ALBERTI, A. (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas.* Universidad de Santiago de Compostela. 211-238.

Perejón, A., Moreno-Eiris, A. y Abad, A. (1994). "Montículos de arqueociatos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades, Gerona (Pirineo oriental, España)". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Geología), 89, 55-95.

Poblet, J. (1991). "Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central". *Tesis doctoral,* Universidad de Barcelona. 604 pp.

Ramond, L. F. (1789). "Observations Faites Dans Les Pyrenees, Pour Servir De Suite A Des Observations Sur Les Alpes". *Belin,* París, 478 pp.

Rodríguez-Méndez, L. (2011). "Análisis de la estructura varisca y alpina en la transversal Sallent-Biescas (Pirineos centrales, Huesca)". *Tesis doctoral,* Universidad del País Vasco. 186 pp.

Rodríguez-Pascua, M. A. y Perucha, M. A. (2008). "Interpretación estructural 3D de "fault graded beds" (sismitas). Un ejemplo en la cuenca cuaternaria lacustre de Tirvia (Pirineos orientales)". *Geotemas,* Madrid, 10, 1071-1074.

Romer, R. 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, 374-383.

Santanach, P. (1972). "Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales". *Acta Geol. Hisp.,* 7 (5), 129-132.

Sanz-López, J. (1995). "Estratigrafía y bioestratigrafía (Conodontos) del Silúrico superior - Carbonífero inferior del Pirineo oriental y central". *Tesis doctoral,* Univ. de Barcelona. 2 vol., 716 pp. (inédita).

Sanz-López, J. (2002). "Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees". En: GARCÍA-LÓPEZ, S. y BASTIDA, F. (Eds.): Palaeozoic Conodonts from Northern Spain. Eight Inter. Conodont Symp, Held in Europe, *Cuadernos del Museo Geominero,* 1, 367-389.

Sanz-López, J. (2004). "Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos". En: (J. Vera, Ed.): *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid, 250-254.

Sanz-López, J. y Sarmiento, G. N. (1995). "Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona)". *XI Jornadas de Paleontología,* Tremp, 157-160.

Sanz-López, J.; Gil-Peña, I.; Valenzuela-Ríos, J. I. (2002). "Lower Paleozoic rocks from the Pyrenees: a synthesis". En: GARCÍA-LÓPEZ, S. y BASTIDA, F. (Eds.): Palaeozoic Conodonts from Northern Spain. Eight Inter. Conodont Symp, Held in Europe, *Cuadernos del Museo Geominero,* 1, 349-365.

Schmidt, H. (1931). "Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Abh. Ges. Göttingen, Math". Phys, Kl.3, Folge H.5, 8, 981-1065. *Publ. alemanas sobre Geol. España* (1944): 101-202.

Serrano, E. y Agudo, C. (1998). "Glaciares rocosos activos en Pirineos". En: GÓMEZ ORTÍZ, A., SALVADOR FRANCH, L., SHULTE, A. y GARCÍA NAVARRO, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos.* Publ. Univ. Barcelona, 133-145.

Serrano, E. y Martínez de Pisón, E. (1994). "Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo Aragonés". En Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.). *El glaciarismo subpirenaico: Nuevas aportaciones.* Geoforma Ediciones, Logroño. 33-64.

Serrat, D. (1979). "Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees". En: SCHLÜCHTER (Ed.): *Moraines and Varves.* Balkema, Rótterdam. 93-100.

Serrat, D.; Bordonau, J.; Bru, J.; *et al.* (1994). "Síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental". En: MARTÍ BONO, C. y GARCÍA RUIZ, J. M. (Eds.): *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones.* Geoforma Ediciones. 9-15, 3 mapas.

Solé Sabarís, L. (1957). "Livret guide de l'excursion N 1". Pyrénées, INQUA, Congres Internacional, Barcelona,107 pp. (en collaboració amb H. Alimen i J. M. Fontboté).

Teixell, A. (1998). "Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees". *Tectonics,* 17, 395-406.

Valenzuela-Ríos, J. I. (2002). "Lochkovian and Pragian Conodonts from Segre 1 (Central Spanish Pyrenees)". En, GARCÍA-LÓPEZ S, BASTIDA, F. (Eds.): Palaeozoic Conodonts From Northern Spain. *Cuadernos del Museo Geominero,* IGME, 1, 403-412.

Valenzuela-Ríos, J. I., Liao, J. C. (2006). "Annotations to Devonian Correlation Table, R 357-360 di-ds 06: Spanish Central Pyrenees, southern part". Senckenb. Lethaea, 86 (1), 105-107.

Valenzuela-Ríos, J. I.; Liao, J. C.; Clariana, P. y Gil, I. (2009). "Devonian Conodonts from the Tor – Casamanya Synclinorium (Andorra); a preliminary report". *Permophiles,* 53 (1), 50 pp.

Van Den Eeckhout, B. (1986). "A case study of a mantled gneis antiform, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France)". *Geológica Ultraiectina,* 45, 1-193.

Van Den Eeckhout, B. y Zwart, H. J. (1988). "Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees". *Geology,* 16, 135-138.

Ventura, J. (2021). "El Parc Natural de l'Alt Pirineu fa 40 000 anys. El darrer màxim glacial". Mapa a escala 1:100 000 de la reconstrucció de la ocupació glacial a la conca de la Noguera Pallaresa. Pòster (70x100 cm) editat pel Parc Natural de l'Alt Pirineu (PNAP).

Ventura, J., Turu, V. (2021). "The glaciers of the Central-Eastern Pyrenees". En: OLIVA, M., PALACIOS, D. y FERNANDEZ, J. M. (Eds.): *Iberia, Land of Glaciers.* Elsevier, Amsterdam, 87-121.

Ventura, J.; Turú, V. (2022). "The Noguera Pallaresa glacier evolution (south–central Pyrenees)". En: OLIVA, M., PALACIOS, D. y FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J. M. (Eds.), *Iberia, Land of Glaciers.* Elsevier, Amsterdam, 87-121.

Verdaguer, A. (1986). "Geomorfologia glacial de la Ribera del Cardós (Lleida)". *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural,* 53, Sección Geol. 4, 111-116.

Zandvliet, J. (1960). "The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France / Spain". *Leidse Geol. Med.,* 25, 1-127.

Zwart, H. J. (1963). "Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II". Valle de Arán, sheet 4. *Leidse Geol. Meded.,* 28, 321-376.

Zwart, H. J. (1965). "Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees". Sheet 6, Aston, France Andorra Spain. 1: 50 000. Explanatory text. *Leidse Geol. Med.* 33, 191-254.

Zwart, H. J. (1979). "The geology of the Central Pyrenees". *Leidse Geol. Med.,* 50, 74 pp.

Zwart, H. J. (1981). "Three profiles through the Central Pyrenees". *Geologie en Mijnbouw* 60 (1), 97-105.

Zwart, H. J. (1986). "The variscan geology of the Pyrenees". *Tectonophysics,* 129, 9-27.

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE CIENCIA, INNOVACIÓN Y UNIVERSIDADES
CSIC
Consejo Superior de Investigaciones Científicas
EDITORIAL CSIC

ISBN: 978-84-0011-454-1