



Universidad de Oviedo



Trabajo Fin de Máster

Superposición de estructuras Variscas y Alpinas en el entorno del Valle del Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica)



Universidad de Oviedo, Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Brais Gonzalo Guerra

Oviedo, junio de 2019



Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Universidad de Oviedo



D. Brais Gonzalo Guerra, autor del Trabajo Fin de Máster titulado "Superposición de estructuras Variscas y Alpinas en el entorno del Valle del Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica)", confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

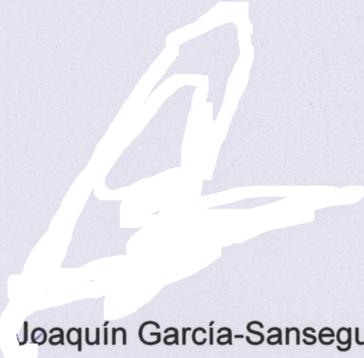
En Oviedo, a 17 de junio de 2019


Fdo. Brais Gonzalo Guerra

El Dr. Nemesio Heredia Carballo, Científico Titular, de la Unidad de Oviedo del Instituto Geológico y Minero de España y el Dr. Joaquín García-Sansegundo, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma/n que han tutelado el trabajo "Superposición de estructuras Variscas y Alpinas en el entorno del Valle del Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica)", realizado por D. Brais Gonzalo Guerra, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 17 de junio de 2019


Fdo. Nemesio Heredia Carballo


Fdo. Joaquín García-Sansegundo

AGRADECIMIENTOS

Quería agradecer y dedicar este trabajo, producto de tanto tiempo y esfuerzo a las siguientes personas e instituciones:

A mis directores, los Dres. Joaquín García Sansegundo y Nemesio Heredia Carballo por confiar en mí, por llevarme por buen camino, por sus aportaciones y por no dejar que me ahogase en vasos de agua. Con ese ímpetu uno siempre tiene ganas de más geología. Gracias a sus comentarios, correcciones, consejos y sugerencias este trabajo es legible, comprensible y tiene información de calidad. Es un placer poder hacer estudios como éste con este ambiente de trabajo, en lugares tan espectaculares como la Cordillera Cantábrica, en especial siendo un fanático de la naturaleza y la montaña desde los puntos de vista científico, paisajístico y deportivo.

Al Dr. Pedro Fariás, por todas sus aportaciones sobre la estructura de Picos de Europa, sus comentarios, sugerencias, apoyo, datos inéditos, ayuda en general y, por supuesto, los buenos momentos que hemos tenido a lo largo de este tiempo.

A los Dres. Elisa Villa y Óscar Merino-Tomé por ayudarme con la identificación de litologías, fósiles y microfósiles en las muestras pulidas y láminas delgadas, para asignarlas a sus unidades y edades correspondientes. Además, agradezco todo el material inédito y complementario cedido, las sugerencias, aportaciones y comentarios.

A los Dres. Fidel Martín González y David Pedreira Rodríguez las buenas jornadas de campo previas a este trabajo, donde senté muchas de las bases para el estudio posterior, y por el buen ambiente de trabajo.

A mis padres, por todo lo que habéis tenido que aguantar de estas agonías. Intentaré cambiar, aunque no lo prometo. Gracias por apoyarme siempre y por ser unos padres que más de uno envidiaría. Gracias por ser el motor de mi avance, por hacerme como soy y por ser los culpables de que me guste tanto la montaña y la naturaleza. Este trabajo también es un poquito vuestro. Aunque ya lo sabéis, os quiero mucho.

A Cristina Suárez por lo que también te ha tocado. Aunque dicen que el amor todo lo puede. Buenas aventuras pasamos en la temporada de campo y buenos dolores de cabeza te di mientras redactaba el texto. Gracias por ser mi pilar cuando estaba de bajón, mi guardaespaldas y mi motivadora para la vida, además de todas las risas y buenos momentos que hemos pasado, te quiero. También te pertenece parte de este trabajo.

A Alessandro Pinni, mi pseudo-hermano, por escucharme cuando hace falta y sacarme una sonrisa en los demás casos. Aunque estemos lejos siempre seremos pseudo-hermanos. Nos quedan muchas aventuras juntos.



A los miembros del equipo de investigación GEOTEC por su disponibilidad, sugerencias y comentarios.

Al proyecto FALPINO, del Plan Nacional de I+D+i, ref.: CGL2015-70970-P, por haber financiado parte de los gastos del estudio.

Al Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Por una parte, a la unidad de Oviedo, donde realicé parte del trabajo durante mis prácticas externas de máster y en la que el buen trato y ambiente son muy valorados por mi parte. Por otro lado, a la Unidad de León, donde aprendí a manejar el QGIS y gracias a todos sus miembros por acogerme como en casa.

A Jesús, Ana y Javier, por vigilar que no sucediese nada cuando me adentraba todos los días en el interior del macizo de Picos de Europa. Esa mesa y el colchón hicieron la cabaña mucho más agradable... por no hablar de aquella noche que me invitasteis a cenar, eso revive a los muertos. Gracias también por acercarme a la cabaña cuando se me hacía de noche, algo habitual por mi parte.

A Tano por esos quesos de cabrales tan fantásticos. No esperaba tener una conversación sobre Schulz en una quesería.

A los empleados del hotel refugio de Áliva. Hicisteis que me sintiera como en casa.

A todos los doctorandos y post-doctorandos (Hodei, Marta, Indira, Adriana, Ana,...) por aguantarme la temporada que estuve en la sala de becarios del segundo transmitiendo resfriados y estresándoos con mis correcciones, además de los buenos momentos, las comidas grupales y charlas que me ayudaron muchísimo a seguir motivado con la finalización del trabajo. Queda pendiente una comida grupal en el McDonald's.

A Carlos, David y Adrián por ser mis buenos amigos de la infancia. Me debéis unas sidras en Asturias. Aunque no esté en Galicia con vosotros, los amigos siempre se sobreponen a todo.

A los miembros del grupo san Melchor por esos buenos ratos en la montaña.

A todos los amigos, familiares y conocidos que os haya podido olvidar en esta apresurada redacción, pero que también formáis parte de todo esto.



ÍNDICE

Resumen	4
Abstract.....	5
1. INTRODUCCIÓN	6
2. ENCUADRE GEOGRÁFICO	8
3. ANTECEDENTES	9
4. METODOLOGÍA	12
4.1. Trabajo previo.....	13
4.2. Trabajo de campo	13
4.3. Trabajo de laboratorio	16
4.4. Trabajo de gabinete	16
5. OBJETIVOS.....	17
6. ENCUADRE GEOLÓGICO	17
6.1. El Orógeno Varisco del NO de la Península Ibérica	17
Zona Cantábrica (ZC).....	19
6.2. El Ciclo Alpino en la Cordillera Cantábrica.....	22
6.2.1. Etapa preorogénica Permo-Mesozoica	23
6.2.2. Compresión Alpina: Encuadre en el Orógeno Alpino Pirenaico.....	25
7. ESTRATIGRAFÍA.....	28
7.1. Basamento Paleozoico Pre-Pérmico	29
7.1.1. Sucesión Pre-Devónica Superior	29
7.1.2. Sucesión Devónico Superior-Carbonífero superior	33
7.1.3. Sucesión del Carbonífero terminal	43
7.2. Cobertera Permo-Mesozoica.	48
Pérmico y Triásico.....	50
8. ESTRUCTURA.....	52
8.1. Resultados y discusión	55
8.1.1. Familias descriptivas de estructuras	55
8.1.2. Familias genéticas de estructuras	67
8.1.3. Casuística e interrelaciones entre familias genéticas de fallas	79
9. CONCLUSIONES	95
10. BIBLIOGRAFÍA.....	98



Resumen

En este estudio se ha realizado una nueva cartografía geológica del entorno del Valle del Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, NO de España), a partir de la cual se han estudiado las estructuras asociadas a los ciclos orogénicos Varisco y Alpino, analizando sus relaciones y reactivaciones. Se han definido cuatro familias de estructuras atendiendo a criterios geométricos, topológicos (relaciones de corte), cinemáticos, deformacionales y realciones tectosedimentarias observadas en el campo, en el mapa y en el corte geológicos. Estos grupos de estructuras se han relacionado con cuatro familias genéticas de fallas: cabalgamientos variscos, fallas tardi-variscas, fallas permo-mesozoicas extensionales y fallas inversas alpinas. Estas estructuras se agrupan en varios sistemas que producen la deformación del macizo en los diferentes episodios tectónicos. Asimismo, se han estudiado las interrelaciones entre las familias genéticas de estructuras, cuantificando una compleja casuística de hasta 15 casos de reactivaciones posibles, reconociéndose 12 de ellos en la zona de este estudio. En estos 12 casos se observa cómo la presencia de discontinuidades previas, sus características geométricas, la reología de las rocas y la deformación en los diferentes eventos tectónicos condicionan cómo se propaga la deformación en posteriores episodios. El propósito de este estudio es doble: (i) avanzar en el conocimiento de la geometría, cinemática y características de la deformación de las estructuras variscas y post-variscas, así como la variabilidad y complejidad de sus reactivaciones a lo largo de los ciclos orogénicos Varisco y Alpino y (ii) desarrollar una nueva metodología para representación cartográfica y observación de evidencias en estructuras que registran distintos eventos de deformación en diferentes ciclos orogénicos, lo que puede ser aplicable a otros contextos poli-orogénicos.



Abstract

In this study, a new geological map of the Duje river valley (Picos de Europa, Cantabrian Mountains, NW of Spain) is presented. This map has enabled the study of structures related to Variscan and Alpine orogenic cycles, their relationships and reactivation bonds. Four structure sets have been defined, based on geometrical, crosscutting relationships, kinematical and deformational criteria, as well as tectonosedimentary relationships, which have been drawn out from field, map and cross-section evidences. A connection between the latter structural groups and four genetic fault populations has been established, therefore defining: variscan thrusts, late-variscan faults, permo-mesozoic faults, and inverse alpine faults. Clusters of the already mentioned structures form several fault-systems of each type, whereby deformation has affected the rock massif through several tectonic events. Furthermore, interrelations between genetic fault populations have been studied, coming up with up to 15 possible reactivation scenarios, of which 12 have been acknowledged in the study area. Previous discontinuities, their geometrical characteristics, reology of the rock-massif and the different tectonic events have been noticed to drive later propagation of the deformation events in all 12 formerly mentioned cases of study. The aim of this study is double: (i) to improve variscan and post-variscan structure understanding in terms of geometry, kinematics and deformational features, as well as complexity and variability of their reactivations through Variscan and Alpine orogenic cycles and (ii) to develop a brand new methodology for evidence observation and mapping of multi-deformation structures that have been active in several orogenic cycles. This last issue could be applied to other poly-orogenic frameworks.



1. INTRODUCCIÓN

Los Picos de Europa son un enclave paisajístico, fisiográfico, biológico y geológico emblemático que, por su particular belleza y singularidad, ha conducido a multitud de estudios sobre su territorio. En concreto, esta zona constituye un pilar fundamental para estudios geológicos ya que supone uno de los afloramientos de calizas Carboníferas más importantes de la Tierra.

Durante un gran período en la historia del conocimiento geológico de esta región, los esfuerzos se centraron, casi exclusivamente, en la comprensión de la estructura, estratigrafía, paleogeografía, y demás aspectos relacionados con el Ciclo Varisco. A partir de la segunda mitad del siglo pasado, los trabajos estructurales se centraron en la geometría y cinemática de las estructuras variscas (p. ej. Maas, 1974; Marquínez, 1978; Farias, 1982; Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia 1994). Sin embargo, las aportaciones sobre las estructuras relacionadas con el Ciclo Alpino de esta región son escasas, ya que las existentes hacen referencia a un contexto más regional, centrándose especialmente en: (i) las terminaciones meridional y occidental de la Cordillera Cantábrica, (ii) la plataforma continental del Mar Cantábrico y, (iii) el límite entre las cuencas Mesozoico-terciarias y zonas de basamento paleozoico expuesto (p. ej. Alonso et al., 1996; García-Espina, 1997; Cámara, 1997; Pulgar et al., 1999, 2009; Gallastegui, 2000; Gallastegui et al., 2002; Martín-González y Heredia, 2008, 2011a, b).

Debido a esto, en la región de los Picos de Europa las estructuras posteriores a la Orogenia Varisca han sido clásicamente representadas de manera escasa, y en las ocasiones en las que se han cartografiado, se han mostrado con trazados inconexos y edades dudosas, siendo agrupadas como estructuras post-variscas.

En este contexto de conocimiento, la separación y caracterización de las estructuras variscas y alpinas de esta región, sus relaciones y superposiciones, han sido el objeto principal este Trabajo de Fin de máster (TFM), el cual incluye una nueva cartografía geológica de detalle del entorno del valle del río Duje (Fig. 2.1) (Cantabria-Principado de Asturias, España). La cartografía se ha confeccionado con base en nuevos datos tomados en el campo, observaciones anteriormente publicadas en diversos estudios o inéditas, reinterpretándolas en algunos casos (p. ej. Maas, 1974; Marquínez, 1978, 1989; Farias, 1982; Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994; Alonso et al., 1996; García-Espina, 1997; Pulgar et al., 1999; Gallastegui, 2000; Martín-González y Heredia, 2008, 2011a, b; Merino-Tomé et al., 2009 a, b, 2014a; Villa et al., 2015; López-Gómez et al., 2019). En especial, el trabajo de este TFM se centra en la comprensión de las estructuras variscas y post-variscas, su evolución y su



superposición, estudiando principalmente las reactivaciones que tuvieron lugar durante los eventos extensionales y compresivos del Ciclo Alpino.

El estudio de las estructuras alpinas realizado en este TFM implica mayores complicaciones que hacia sectores más orientales de la Cordillera Cantábrica, pues, a excepción del sector Norte, donde afloran depósitos permo-mesozoicos, el resto del área de estudio únicamente presenta afloramientos de rocas del basamento varisco. La ausencia de litologías vinculadas con el Ciclo Alpino no permite, en muchos casos, acotar el período en el que funcionaron las estructuras, por lo que se requiere de otros criterios. Además, tampoco existen abundantes criterios cinemáticos asociados a las estructuras, como fibras de crecimiento mineral, foliaciones incipientes, estrías y elementos orientados, o éstos han sido eliminados por los procesos de karstificación, dado que las litologías afectadas son fundamentalmente carbonatadas. Por ello, para obtener información sobre la edad y cinemática de estas estructuras se deben utilizar los siguientes criterios:

- a) Saltos aparentes observados en el campo y en el mapa.
- b) La presencia de elementos característicos de diferentes tipos de deformaciones, alteraciones o mineralizaciones en los entornos de las fallas: trituraciones, brechificaciones, dolomitizaciones, silicificaciones, indicios minerales.
- c) Presencia cambios bruscos en el relieve o vestigios de escarpes.
- d) Relaciones de corte entre estructuras o con elementos estratigráficos, que permitan suponer la dirección de transporte tectónico aproximada y ayuden en el acotamiento de edad de las estructuras.
- e) Estructuras menores y secundarias con criterios cinemáticos, tales como: venas de calcita, estrías y escalones en planos de falla, planos de falla de estructuras secundarias, fibras de calcita rellenando oquedades transtensivas en planos de falla, estilolitos, ejes de pliegues, rampas en pequeños imbricados, etc. Se deberán escoger aquellas estructuras menores que estén relacionadas con otras mayores, permitiendo conocer campos de esfuerzos locales que puedan ser considerados a mayor escala.
- f) Estructuras relevantes conocidas o ramificaciones de ellas que, aunque están situadas fuera de la zona de trabajo, también afectan a ésta y pueden extrapolarse sus características, siendo posible utilizar la información de su salto, distribución de desplazamiento en bifurcaciones, o interrelaciones entre diferentes sistemas de fallas.
- g) Geometría y características de los sistemas de fallas que permitan separarlos según diferentes regímenes de esfuerzo y relacionarlos con los eventos de deformación.
- h) Análisis de posiciones de fallas/segmentos de fallas afines a varias familias de fallas simultáneamente y cambios en tipo/magnitud de saltos a lo largo de las fallas, con el fin de conocer:



- a. La existencia o susceptibilidad de reaprovechamiento de estructuras, o segmentos de ellas, en diferentes eventos de deformación.
 - b. Presencia de distintos segmentos en una estructura determinada, tanto en profundidad como lateralmente, que han podido jugar y reactivarse en diferentes períodos de deformación.
- i) Ayuda de modelos teóricos de interrelaciones entre diferentes tipos de estructuras.

Este trabajo mejora el conocimiento de las estructuras post-variscas y variscas reactivadas, su geometría, características de la deformación y su funcionamiento. Además, conforma una base teórica y metodológica para estudios posteriores, ya sea en la Cordillera Cantábrica o en otras regiones poli-orogénicas.

2. ENCUADRE GEOGRÁFICO

La zona estudiada se enmarca en el valle del río Duje (afluente del río Cares), cuya cabecera se encuentra en la Comunidad Autónoma de Cantabria (Vegas de Áliva) y el resto en el Principado de Asturias. El valle del Duje es un elemento principal del relieve que actúa como división natural entre los Macizos Central y Oriental de los Picos de Europa, localizados en la Cordillera Cantábrica (Fig.2.1). Los límites del área cartografiada se encuentran incluidos dentro del Parque Nacional de los Picos de Europa, que supone una zona con el máximo exponente de protección ambiental. Específicamente, los límites del área estudiada son: (a) al Norte, los alrededores de la población de Sotres y el collado de Pandébano (Concejo de Cabrales, Asturias), (b) al Sur, los puertos de Áliva y la terminación meridional de los Picos de Europa (zona de la Liébana, Concejo de Camaleño), (c) al Este, la divisoria del Macizo Oriental de Picos de Europa, (d) al Oeste, aproximadamente la línea N-S que une Peña Vieja y Bulnes. La base topográfica utilizada para el estudio geológico es la correspondiente al Mapa Topográfico Nacional del año 1987, elaborado por el IGN y basada en el vuelo fotogramétrico de 1978, Hoja 56-3 del mapa 1:25000 (datum ED50, huso 30N).

Geográficamente, en el área de estudio, se distingue un valle principal de dirección N-S (Valle del Duje, Fig.2.1), con fondo plano y morfología en artesa, típica del relieve modelado por glaciario. El río Duje forma un profundo valle, de paredes bastante abruptas, cuando surca el macizo calcáreo, lo que a veces causa también, sobre todo en estiaje, que desaparezca como cauce superficial en parte de su recorrido. Por el contrario, la cabecera del valle se localiza sobre materiales silíceos que confieren al terreno un relieve más suave. Con el valle del Duje conecta el de las Moñetas, de dirección NE-SO, que presenta un relieve tortuoso, jalonado por infinidad de dolinas y simas. Además, existen un gran número de corredores, de diversas dimensiones y elevada pendiente, que conectan las partes altas del



macizo calcáreo con el valle principal, conocidas como “canales”. Estas “canales” presentan direcciones predominantes E-O a NO-SE y son de gran interés para este trabajo, ya que muchas de ellas siguen el trazado de las fallas post-variscas.

En la parte calcárea de la zona estudiada, el relieve presenta, principalmente, morfologías glaciares y kársticas más recientes, pudiendo igualmente existir paleokarsts de diversas edades. El resultado es la formación de un relieve abrupto y tortuoso, caracterizado por picos y aristas afiladas, en cuya base aparecen extensos depósitos de canchales. Las formas kársticas también son abundantes, existiendo extensos campos de lapiazes y otras formas de disolución y colapso, como simas, cuevas y dolinas. En la cabecera del río Duje, en las Vegas de Áliva, aparecen extensos depósitos morrénicos entre los que destaca la morrena de la Llomba del Toro, de longitud kilométrica y altura decamétrica. Por otra parte, también se pueden apreciar evidencias del encaje de los ríos en el terreno, originando cañones fluviales que, en ocasiones, pueden eliminar los rasgos generados por el glaciario precursor. También se aprecian, especialmente en el valle del Duje, depósitos interglaciares, como abanicos torrenciales cementados, los cuales son previos a la última gran glaciación.

Tanto en la zona de los puertos de Áliva como en los alrededores de Sotres y el Collado de Pandébano, sobre las litologías siliciclásticas de grano más fino del Carbonífero y Pérmico que dan lugar a relieves más suaves, aparecen praderas de montaña, mayor masa forestal en el caso de los alrededores de Sotres y, en general, un mayor espesor edáfico que ha permitido un uso agrícola y ganadero más intenso.

La zona de estudio se encuentra flanqueada por varias sierras dentro del macizo de Picos de Europa (Fig. 2.1; Anexo I), como son la de Juan de Cuadra, la de los Tortorios, o los Picos del Jierru, y presenta cumbres elevadas, como son Peña Vieja (2614 m), Peña Castil (2444 m) o el Escamellao (2075 m) en el Macizo Central, y el Cortés (2307 m), Prao Cortés (2286 m) o el Valdominguero (2266 m) en el macizo Oriental.

3. ANTECEDENTES

Las áreas interiores de los Picos de Europa, sobre todo las del Macizo Central, por su dificultad logística y de tránsito, sobre todo en época invernal, han limitado los avances en su estudio, muchas veces subyugado a datos puntuales y alta carga interpretativa en cuanto al trazado y naturaleza de sus estructuras. En estas áreas existe, por lo tanto, un menor progreso en su conocimiento comparado con las zonas periféricas del macizo.

En la zona de estudio de este TFM existen estudios de escala regional que incluyen cartografías geológicas, como las del Plan MAGNA del IGME y estudios de unidades



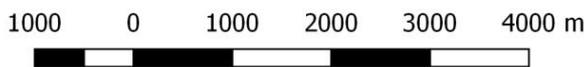
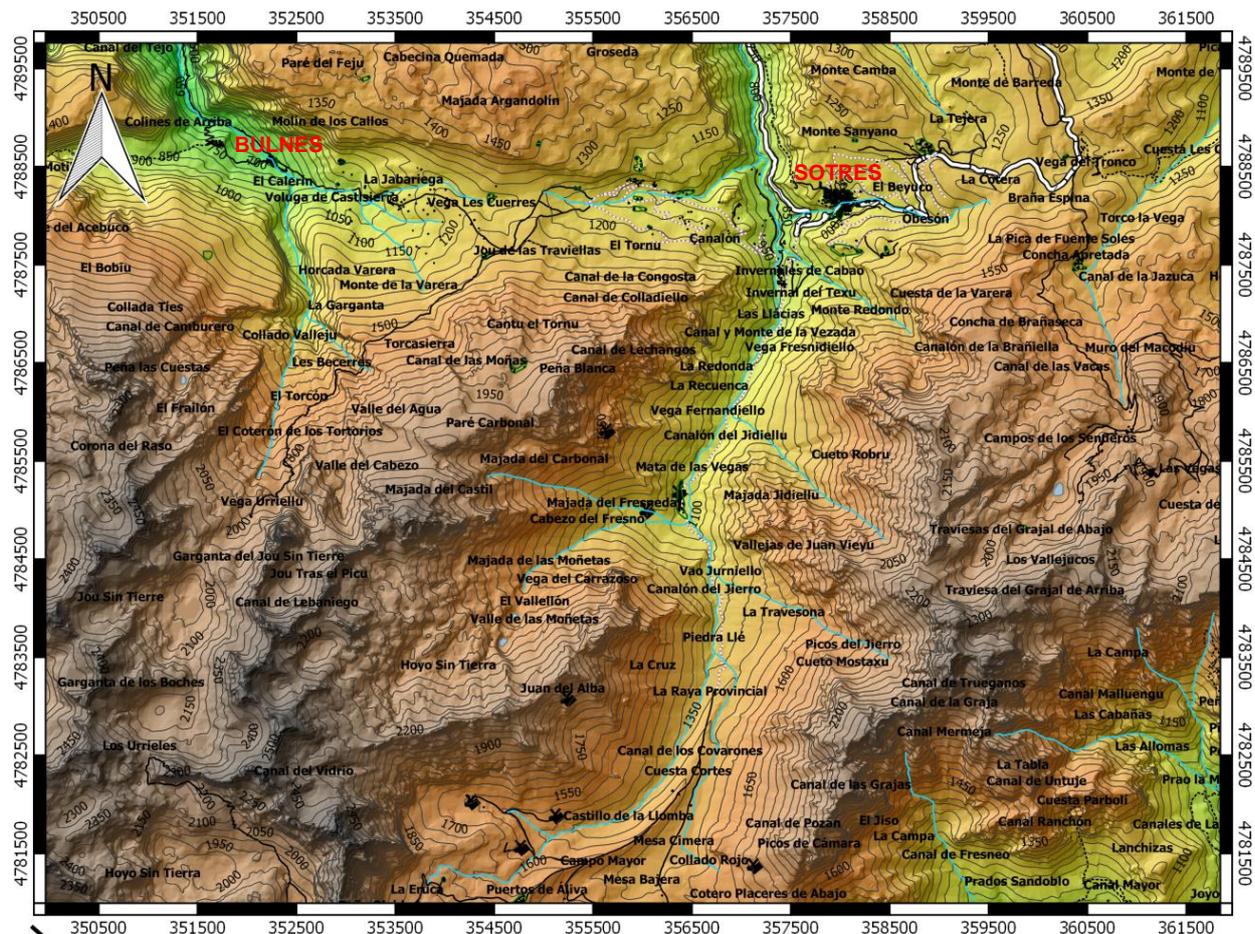
tectónicas, tectonoestratigráficas y litológicas. Por otro lado, existen trabajos más específicos, fundamentalmente de carácter estructural, estratigráfico, sedimentológico y paleontológico. La mayoría de estos trabajos indagan sobre temáticas relacionadas directamente con la Orogenia Varisca, sus estructuras y temporalidad de funcionamiento, o sobre los depósitos preorogénicos y sinorogénicos de la región. También existen trabajos de índole estratigráfica y paleontológica sobre los depósitos Pérmicos y Triásicos, depositados al comienzo del Ciclo Alpino y que se apoyan discordantemente sobre el zócalo varisco. Aunque la mayoría de los trabajos mencionan la presencia de estructuras relacionadas con el Ciclo Alpino, ninguno intenta resolver la casuística y la complejidad de la deformación ligada a este ciclo. Como excepción, se puede decir que solamente se han publicado algunos artículos de este tipo, a escala regional y en zonas adyacentes.

En cuanto a los estudios de carácter regional realizados en los Picos de Europa, destacan los siguientes:

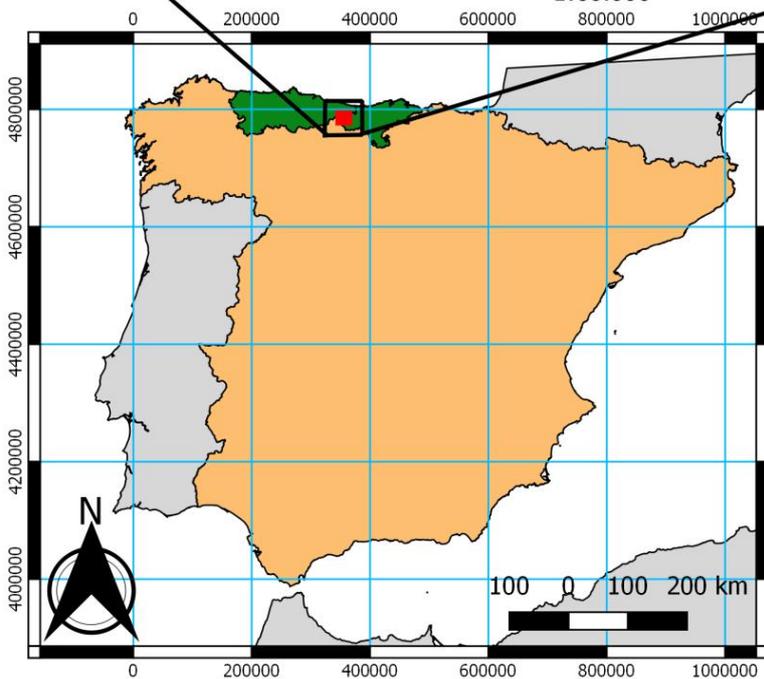
- Trabajos clásicos, con pequeñas aportaciones sobre la región de Picos de Europa, publicados en el siglo XIX y primera mitad del XX: Schulz (1858), Barrois (1882), Termier (1905), Bertrand y Mengaud (1912), Adaro y Junquera (1916), Cueto y Ruíz Díaz (1926), Hernández Pacheco (1935, 1936).
- Trabajos de la segunda mitad del siglo XX. Corresponden fundamentalmente a estudios en zonas periféricas de Picos de Europa: Julivert (1967a, 1967b) para el borde occidental; Martínez Álvarez (1965), Marcos (1967), Tosal (1968) y Martínez García y Wagner (1971) para el septentrional. También se establecen los fundamentos de la estratigrafía de Picos de Europa y su estructura en este período, mediante las aportaciones de Maas (1974), al que siguen estudios posteriores como Marquínez (1978), Farias (1982) o Marquínez (1989), tratándose con especial interés la estructura varisca, como en Farias y Heredia (1994) y la estratigrafía de las unidades carbonatadas Carboníferas, como en Bahamonde et al. (1997a, b). Ya en el siglo XXI, se realizaron nuevas precisiones sobre la estratigrafía de las unidades carbonatadas de la región en Bahamonde et al. (2000), así como la estratigrafía de las sucesiones sinorogénicas variscas y la evolución temporal y espacial de las estructuras variscas en los trabajos de Merino-Tomé (2004) y Merino-Tomé et al. (2009a).

Figura 2.1.- Situación geográfica de la zona de estudio. Abajo, localización en la Península Ibérica, y las C.C.A.A. del Principado de Asturias y Cantabria. Mapa elaborado con base en la información vectorial del IGN, BCN500. Arriba, entorno del valle del Duje donde se enmarca la zona estudiada. Mapa elaborado con base en la información vectorial del IGN, BTN25, Hoja 56-3. Modelo de elevaciones y de sombreado (MDE y MDS) a partir de curvas de nivel de dicha base de datos.





1:60.000



LEYENDA

SIGNOS CONVENCIONALES

- Ríos
- Construcciones
- Labores mineras abandonadas
- Carretera Autonómica
- Vías sin asfaltar (pista)
- Caminos de montaña
- Sendas

ELEVACIONES

- 0 - 500 m
- 500 - 1000 m
- 1000 - 1500
- 1500 - 2000 m
- 2000 - 2600 m

Máster Oficial en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica, Universidad de Oviedo



- Los planes de cartografía geológica general incluyen a la zona estudiada: Hoja nº56 del plan MAGNA del IGME a escala 1:50.000 (Martínez García et al., 1984) y el GEODE de la Zona Cantábrica (Merino Tomé et al., 2014a).

En cuanto a los trabajos más específicos, centrados en temática varisca, existen:

- Trabajos estratigráficos en depósitos del Carbonífero superior, con implicaciones tectónicas, como Merino-Tomé et al. (2009b).
- Estudios micropaleontológicos, con consecuencias para la distribución de sucesiones sinorogénicas variscas, y repercusiones en la estructura varisca, como Villa et al. (2015), o modificaciones sustanciales en las formaciones pre-tectónicas (Formación Valdediezma, Sanz-López et al., 2016).

Por otro lado, los trabajos de contenido estratigráfico y paleontológico sobre depósitos ligados a la extensión en el Ciclo Alpino son variados:

- Se han descrito e interpretado las formaciones Pérmicas, como por ejemplo en los estudios de Martínez-García (1981, 1991a, b) y Wagner y Martínez-García (1982).
- A escala regional se encuentran trabajos recientes que resultan del procesado de una gran cantidad de datos estratigráficos, paleontológicos y estructurales, como el trabajo de López-Gómez et al. (2019).

Finalmente, dentro de la temática de la Tectónica Alpina, se encuentran estudios recientes que comienzan a desarrollar en profundidad este aspecto de la estructura de los Picos de Europa:

- A escala regional, existen estudios que describen la estructura del Orógeno Alpino Pirenaico en general y en sus diferentes sectores (Martín-González y Heredia, 2008 y 2011a, b).
- El TFM de Mateos-Herrero (2017), elaborado entre los ríos Duje y Lamasón, adyacente al área del presente trabajo, determina la evolución de algunas estructuras durante el Ciclo Alpino. Este estudio analiza los cabalgamientos variscos volcados y describe su papel durante el Ciclo Alpino, como fallas normales en eventos extensionales y como fallas inversas de alto ángulo en etapas compresivas posteriores, mediante la reactivación de diferentes segmentos de su trazado. Además, el trabajo de Mateos-Herrero (*op.cit.*) establece la relación de estas estructuras con los depósitos permo-mesozoicos.

4. METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio, se ha realizado primero un trabajo de campo y la toma de diversos datos estructurales, lo que ha permitido la elaboración de un mapa geológico



detallado a escala 1: 25.000. Posteriormente, en el gabinete, se ha elaborado un corte geológico y se han analizado e interpretado los datos estructurales y la cartografía. Más en detalle, el trabajo ha sido realizado siguiendo las siguientes fases:

4.1. Trabajo previo

En esta fase se ha llevado a cabo una recopilación bibliográfica inicial básica, y un estudio preliminar de los antecedentes a este trabajo. Asimismo, se realizó una revisión de la geología de la zona a partir de la fotografía aérea y cartografías previas, a partir de las cuales se elaboró un mapa geológico preliminar que sirvió de base para el posterior trabajo de campo. Dada la complejidad que supone moverse en una zona de relieve abrupto como ésta, el trabajo cartográfico previo al estudio de campo permitió identificar las zonas de especial interés, en las que se debía concentrar el posterior trabajo de campo. La base cartográfica sobre la que se realizaron las observaciones previas fue: (i) el mapa geológico GEODE de la Zona Cantábrica (Merino-Tomé et al., 2014a), (ii) las cartografías geológicas de la Tesis Doctoral de Merino-Tomé (2004), (iii) la hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50000 de Carreña Cabrales (nº56) (Martínez García et al., 1984), (iv) las observaciones inéditas realizadas por Pedro Farias, (v) el mapa geológico de Picos de Europa de Marquínez (1989) modificado en Farias y Marquínez (1991) y (vi) el mapa geológico del borde SE de Picos de Europa de Marquínez (1978). Todo este trabajo fue realizado sobre la base topográfica el mapa del IGN MTN25 (1987), hoja nº 56-3 y las ortofotografías del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), del IGN, observadas a través del visor Iberpix.

4.2. Trabajo de campo

El objetivo del trabajo de campo fue la confección de un mapa geológico a escala 1:25.000 y la obtención de diferentes datos de apoyo al estudio estructural, realizándose las siguientes observaciones:

1. Reconocimiento de las litologías presentes:
 - a. Color, texturas, contenido fósil, granulometría, estratificación, estructuras sedimentarias y facies.
 - b. Características geométricas de los cuerpos sedimentarios, buzamientos, contactos y relaciones con otras unidades (p. ej. cambios laterales de facies).
 - c. Asignación de cada unidad a las correspondientes formaciones descritas en trabajos previos. En determinadas zonas existían litologías y contactos que han sido revisados (p. ej. alrededores de Sotres). En algunos casos algunos contactos se han determinado como fallas y se han encontrado unidades que habían sido atribuidas erróneamente a otras formaciones.
2. Reconocimiento de estructuras:



- a. Grandes estructuras, generalmente fallas, en las que se ha cartografiado su trazado, medido su buzamiento, dirección, en ocasiones su desplazamiento y su sentido de transporte tectónico y relaciones de corte.
 - b. Estructuras de pequeño tamaño, asociadas con zonas de alteración y/o fracturación del macizo rocoso. Estos elementos permiten discernir el tipo de deformación que han sufrido las rocas, para poder vincular estas estructuras menores a otras de mayor entidad.
 - c. Pliegues menores, en muchos casos relacionados con superficies de despegue variscas, en las que se ha medido el eje u obtenido éste y el plano axial mediante la orientación de sus flancos, con el objeto de hacer un estudio cinemático de los despegues relacionados.
3. Situación de indicios mineros, algunos no identificados previamente.
 4. Toma de muestras de roca, para estudiar sus características sedimentológicas y paleontológicas, de visu y bajo el microscopio, con ayuda de los especialistas Oscar Merino-Tomé y Elisa Villa. Algunas de las muestras tomadas en rocas carbonatadas, en especial aquellas con texturas *packstone* y abundante fauna fósil, fueron preseleccionadas para buscar restos de fusulínidos u otras familias de foraminíferos, que permitiesen su datación y posterior adscripción a una determinada formación en la cartografía geológica.

Tanto las muestras como los demás datos puntuales se situaron sobre el mapa y ortofotografías del Principado de Asturias, a escala 1:5000 (datum ETRS89, proyección UTM huso 30N, 2005) cedidas por Óscar Merino-Tomé.

Dada la escasez de rocas post-variscas en el área de estudio, el trabajo de campo se enfocó en la búsqueda de indicadores de la actividad tectónica post-varisca en las estructuras cartografiadas. Así, se prestó especial atención a los siguientes aspectos de las rocas:

- La disposición de zonas más elevadas, zonas abruptas del relieve, escarpes y cambios de pendiente, que pudieran determinar la posición de fallas alpinas. También se prestó especial atención a los collados, canales y franjas con praderas que, normalmente, son el reflejo de zonas trituradas por las fallas post-variscas, sobre las cuales actúa con especial intensidad la erosión.
- La trituración y la deformación cataclástica, frágil y superficial, en amplias bandas de las rocas, suele ser indicativa de la presencia de fallas alpinas. Este aspecto de las fracturas alpinas contrasta con la deformación asociada los cabalgamientos variscos, los que suelen mostrar una deformación frágil con alta presión hidrostática, mostrando en algunos casos estrechas bandas de deformación (métricas a centimétricas), donde se pueden llegar a desarrollar finos niveles de cataclitas, a veces foliadas, y predominantemente en las láminas cabalgantes variscas con mayor desplazamiento. La deformación plástica de



algunos niveles de rocas Paleozoicas pre-Pérmicas es también indicativo de la deformación varisca.

- La localización de antiguas minas e indicios minerales que suelen estar relacionados con las fallas post-variscas normales y de desgarre. Asimismo, la presencia de dolomitizaciones, normalmente asociadas al Pérmico, y silicificaciones son características de estas fallas.
- La medida de estrías y escalones, de fibras de crecimiento mineral, de planos de falla, la orientación de bloques en zonas trituradas, las direcciones de ejes de pliegues, la posición de las rampas de bloque superior o inferior, de los *cut-off lines*, son criterios cinemáticos que han ayudado a determinar las direcciones de transporte tectónico y posibles saltos de las fallas alpinas, y también de las variscas. Asimismo, el estudio de brechas transtensivas, compresivas o transtensivas retocadas, con o sin cantos de calizas dolomitizadas, también contribuyen a conocer la cinemática de estas fallas. Estos criterios por sí solos no determinan edad de las fallas, si bien, complementados con otras observaciones ayudan en la determinación de los tipos de fallas y su edad.
- El conocimiento de la continuidad lateral, la cuantificación del salto y las relaciones de corte con otras estructuras de las fallas post-variscas fueron necesarios para la caracterización de estas estructuras. El trazado, la orientación y la inclinación de las fallas respecto a los campos de esfuerzos regionales en diferentes eventos de deformación también serían criterios complementarios a los anteriores.
- La presencia de depósitos sin-, pre-, o post-tectónicos ha permitido acotar la edad de las estructuras, o de los eventos en los que funcionaron. Este aspecto, para las fallas alpinas, es un recurso limitado al sector N de la zona de estudio, donde existen afloramientos permo-mesozoicos. Los depósitos pre- y sintectónicos variscos, con afloramientos de mayor extensión, permiten realizar algunas precisiones sobre estructuras variscas y post-variscas.

Cabe destacar que algunas fallas post-variscas en estudios previos aparecen como:

- (1) Elementos estructurales con trazados de dirección cambiante o variaciones en la magnitud y tipo de salto, a veces incoherentes. Por ejemplo, un segmento de una falla compresivo en continuidad con otro segmento con características de desgarre.
- (2) Ciertas estructuras post-variscas se representan como grupos de estructuras menores.

En algunos de estos casos, parece que existen otras interpretaciones. En el primer caso, una falla podría: (i) ser un conjunto de varias estructuras con relaciones de corte y reaprovechamiento, (ii) presentar estructuras laterales (*tear-fault*) vinculadas a ella o segmentos oblicuos. En el caso del conjunto de pequeñas fallas, este podría conformar en realidad una zona de falla de una estructura mayor, con husos, bifurcaciones y/o imbricados.



4.3. Trabajo de laboratorio

Esta labor se ha basado en un análisis petrográfico de las muestras previamente recogidas, a través de la observación de secciones pulidas con lupa binocular y de láminas delgadas con microscopio de luz transmitida. Con estos trabajos se han podido identificar texturas, características composicionales de las rocas, granulometrías y contenido fósil. El estudio de los fósiles ha permitido asignar edades orientativas a las muestras y precisar las facies de determinadas unidades estratigráficas.

Para la realización de estos trabajos se ha contado con la asistencia del Dr. Merino-Tomé y las nuevas dataciones a partir de los foraminíferos han sido realizadas por la Dra. Villa. Para la descripción de los materiales carbonatados se ha empleado la clasificación textural de Dunham (1962) y la posterior modificación realizada por Embry y Klovan (1971).

4.4. Trabajo de gabinete

En esta etapa se realizó el tratamiento de los datos obtenidos en los apartados anteriores y su posterior interpretación, para la realización del análisis estructural y la elaboración final de una cartografía y corte geológicos que tuviesen en cuenta la evolución estructural de la zona de estudio. También en esta fase se ha procedido a la redacción de la presente memoria.

La cartografía geológica a escala 1:25.000 de este estudio (Anexo I) parte de la revisión de la cartografía previa GEODE (Merino-Tomé, et al., 2014a). Sobre esta revisión se incluyeron: (i) los datos fotointerpretados y de campo anteriormente descritos, como buzamientos y elementos geométricos, (ii) datos inéditos cedidos por los Drs. Óscar Merino-Tomé y Pedro Farias Arquer. Todos los datos fueron georreferenciados mediante un SIG (QGIS v2.18), lo que permitió la realización de una cartografía de detalle de pequeñas estructuras y el dibujo del mapa con alta precisión. Asimismo, para la cartografía de las fallas se ha analizado la historia evolutiva de cada una de ellas, realizándose un modelo cinemático para la evolución temporal y espacial de las estructuras, y se ha procedido a asignar una simbología concreta a cada falla, que refleje las diferentes etapas tectónicas en la región. También se realizó un esquema estructural (Anexo III) que resalta aspectos tales como orientación, trazado, continuidad, movimientos, rejuegos y relaciones de corte de las estructuras. En algunas zonas especialmente complejas, en las que la interpretación de las estructuras no podía ser realizada con las evidencias encontradas, se extrapolaron datos de áreas adyacentes (p.ej. Mateos-Herrero, 2017) que permitieron alcanzar propuestas geoméricamente viables. También se utilizaron conocimientos teóricos basados en una nueva visión de la Tectónica Alpina, en la que pueden existir fallas de diferentes edades que pueden reactivarse en parte de su trazado, generando una compleja casuística, fallas que pueden ser



nuevas respecto a un evento, mostrando su salto original, o fallas reaprovechadas, mostrando superposición de saltos.

5. OBJETIVOS

Este trabajo pretende mejorar el conocimiento sobre: (i) la evolución geológica y estructural durante los ciclos Varisco y Alpino de un sector de la Unidad de Picos de Europa situado en el entorno del valle del río Duje y (ii) la actividad y superposición de las estructuras variscas y post-variscas. Entre los objetivos específicos del trabajo se encuentran:

- Caracterizar geoméricamente la fracturación relacionada con los ciclos Varisco y Alpino y la edad de las estructuras (caracterización genética), así como sus características de deformación.
- Interpretar la historia cinemática y movimientos de cada falla o sector de falla a lo largo del tiempo y de su extensión.
- Analizar la superposición de estructuras y sus relaciones genéticas mediante el estudio de sus reactivaciones.
- Determinar la casuística posible de combinaciones cinemáticas, relacionados con los diferentes períodos de deformación variscos y alpinos.
- Desarrollar una nueva metodología para la representación cartográfica de estructuras que registran distintos eventos de deformación durante diferentes ciclos orogénicos.

6. ENCUADRE GEOLÓGICO

6.1. El Orógeno Varisco del NO de la Península Ibérica

El Orógeno Varisco culmina el Ciclo Orogénico Varisco que se extendió desde finales del Neoproterozoico hasta el Pérmico inferior. Este orógeno se formó a finales del Paleozoico, fundamentalmente en el Carbonífero, como resultado de la colisión continental entre Laurentia y Gondwana. Esta colisión reunió las mencionadas masas continentales en el supercontinente Pangea (Scotese, 2001; Golonka, 2002), tras el cierre del Océano Rheico y la formación de un océano epicontinental conectado por el Este con el Océano Paleotethys (Merino-Tomé et al., 2014b). En la Península Ibérica, el Orógeno Varisco está representado por el Macizo Ibérico (Fig.6.1), en donde existen materiales de edades comprendidos entre el Neoproterozoico y el Carbonífero Superior, que se hallan deformados en condiciones tanto frágiles, en niveles corticales superficiales, como dúctiles, en niveles profundos. Además, en las zonas más occidentales, existen una gran cantidad de granitoides sinorogénicos, con edades entre Devónico superior y Pérmico inferior (Pérez-Estaún y Bea, 2004).

Las estructuras en el NO del Macizo Ibérico (Fig.6.2.) forman un arco, denominado Arco Astúrico o Ibero-Armoricano (Julivert y Marcos, 1973; Julivert, 1978; Pérez-Estaún y



Bea, 2004), con su concavidad situada al Este, en el que se pueden observar estructuras longitudinales y radiales a él. El origen del Arco Ibero-Armoricano, es objeto de debate, existiendo autores que defienden: (i) la opción del oroclinal secundario de Carey (1955), donde una cadena inicialmente lineal, con estructuras de dirección N-S y vergencia E se repliega posteriormente por acortamiento N-S (Julivert y Marcos, 1973; Weil, 2006; Alonso *et al.*, 2009; Pastor Galán, 2012; Gutiérrez Alonso *et al.*, 2012; Weil *et al.*, 2016) y (ii) la opción del oroclinal progresivo de Weil y Sussman (2004), donde las unidades se emplazan con direcciones de transporte tectónico progresivamente distintas (Pérez Estaún *et al.*, 1988, Rodríguez-Fernández y Heredia, 1988; Merino-Tomé *et al.*, 2009a).

El Macizo Ibérico fue dividido por Lotze (1945), en Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), Zona de Ossa-Morena (ZOM), Zona Sudportuguesa (ZSP), Zona Galaico-Castellana (ZGC) y Zona Lusitano-Alcúdice (ZLA), mediante criterios tectono-estructurales, paleogeográfico-estratigráficos, metamórficos e ígneos. Posteriormente, su división fue modificada por Julivert *et al.* (1972), unificando la ZGC y la ZLA en la Zona Centro-Ibérica (ZCI). Finalmente, Farias *et al.* (1987) definieron las actuales seis zonas, tras una modificación de sus límites y la delimitación de la Zona de Galicia-Tras os Montes (ZGTM), dentro de la Zona Centro-Ibérica. Así pues, estas zonas son: ZC, ZAOL, ZOM, ZSP, ZCI y ZGTM. En el NO Peninsular, las zonas presentes del Macizo Ibérico son, de más interna a más externa, la ZGTM, la ZCI, la ZAOL y la ZC. La última, donde se localiza el área de estudio, se describe a continuación:

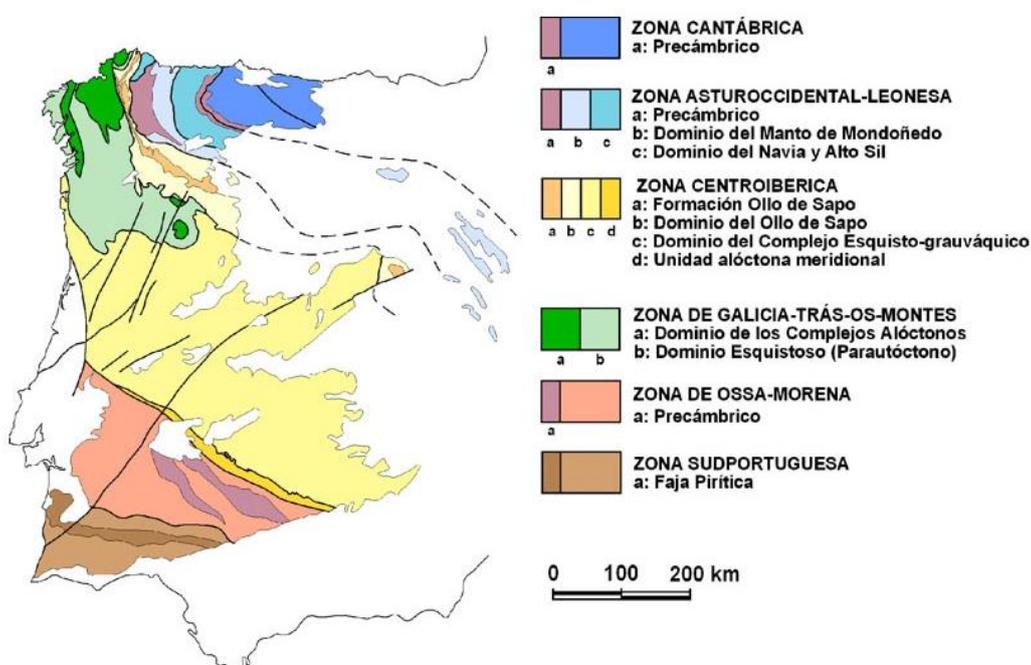


Figura 8.1.- Mapa del O de la Península Ibérica, mostrando la división en zonas del Macizo Ibérico (tomado de Vera, 2004).

Zona Cantábrica (ZC).

Se trata de la Zona más externa del Orógeno Varisco y se sitúa en el núcleo del Arco Astúrico (Figs. 6.3 y 6.4). Al O, se encuentra limitada por los afloramientos Precámbricos del Antiforme del Narcea y el cabalgamiento de La Espina, que la separa de la ZAOL (Gutiérrez-Alonso, 1996). Por el Este, está limitada por materiales Mesozoicos de la Cuenca Vasco-Cantábrica y, por el Sur, por los depósitos Mesozoico-Terciarios del borde septentrional de la cuenca del Duero.

La ZC constituyó el *foreland* o antigua cuenca de antepaís varisca, durante el Devónico Superior-Carbonífero y se localizaba en latitudes sub-ecuatoriales (Julivert, 1978; Marcos y Pulgar, 1982; Águeda *et al.*, 1991; Fernández, 1995; Bahamonde *et al.*, 2015). Esta cuenca de antepaís fue progresivamente incorporada al cinturón de pliegues y cabalgamientos varisco que se observa actualmente. La deformación en la ZC se produjo en condiciones superficiales, de tipo *thin-skinned*, sin metamorfismo ni formación de foliación tectónica regional, aunque pueden desarrollarse localmente clivajes incipientes, sobre todo en sus partes más internas (De Sitter, 1962; Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 2009). En este contexto, las estructuras principales son: (i) un gran sistema de cabalgamientos con transporte tectónico hacia la parte interna del Arco Astúrico y (ii) pliegues asociados, de abiertos a cerrados.

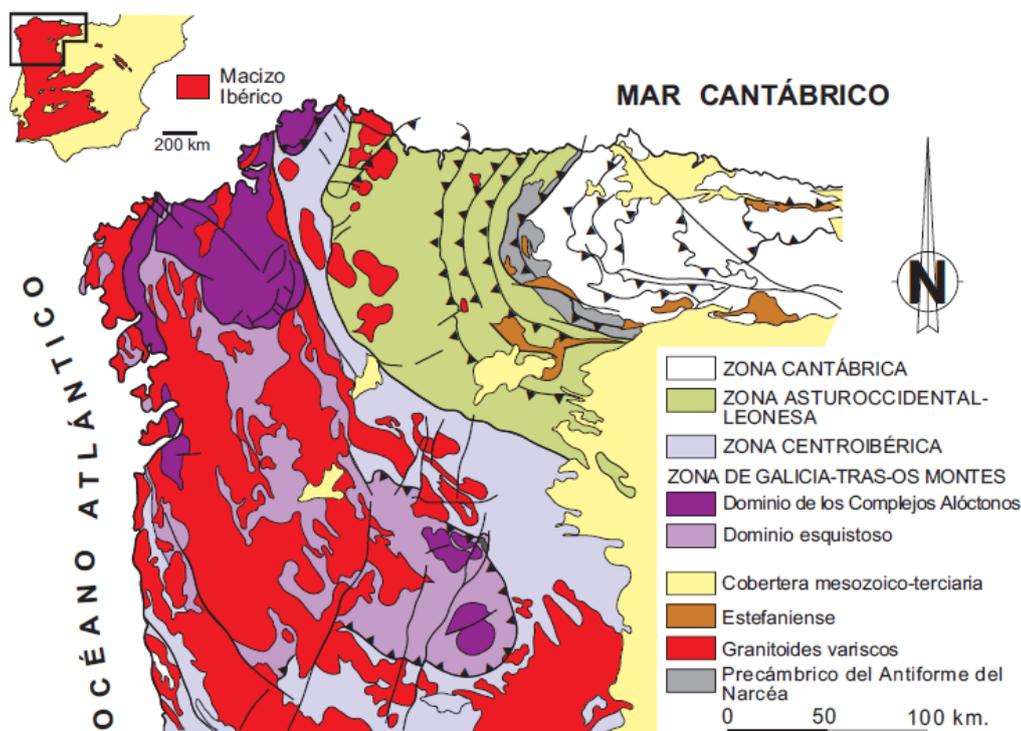


Figura 6.2.- Esquema geológico del sector NO del Macizo Ibérico, dividido en sus principales zonas, según Lotze (1945); Julivert *et al.* (1972) y Farias *et al.* (1987), tomado de Merino-Tomé (2004).

La ZC se encuentra dividida en una serie de unidades tectono-estratigráficas asociadas a grandes mantos de cabalgamiento, con desplazamiento superior a 5 km, que acercaron zonas paleogeográficas inicialmente alejadas. Estas unidades se encuentran, a su vez, compartimentadas por otros mantos y escamas, con desplazamiento inferior a 5 km, que se emplazaron de forma sucesiva en secuencias generalmente de bloque inferior, o *forward* (Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Vera, 2004). Las mencionadas Unidades tectono-estratigráficas son: (1) Unidad de Pliegues y Mantos que, a su vez, se divide en las subunidades de Somiedo-Correcillas, La Sobia-Bodón, El Aramo, Manto del Esla y Valsurvio, (2) Cuenca Carbonífera Central, (3) Unidad del Ponga, (4) Unidad de Picos de Europa y (5) Unidad del Pisuerga-Carrión.

La Unidad del Pisuerga-Carrión se sitúa en la parte más interna del Arco Astúrico y aparece rodeada por las restantes unidades de la ZC. Esta unidad se corresponde con la última posición de la cuenca de antepaís varisca, a finales del Carbonífero, aunque en ella se conservan los sedimentos sinorogénicos relacionados con el emplazamiento de todas las unidades que componen la ZC, al tratarse de un orógeno arqueado (Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987, 1988; Rodríguez Fernández *et al.*, 2002).

La Unidad de Picos de Europa cabalga en la mayor parte de su borde Sur sobre la unidad Pisuerga-Carrión, salvo un pequeño sector de su borde occidental que se superpone a la Unidad del Ponga o Bodón- Ponga (en el sentido de Alonso *et al.*, 2009) que la limita al O y N (Maas, 1974; Heredia, 1986; Farias y Heredia, 1994; Aller *et al.*, 2004). La deformación en esta Unidad es frágil, resultando en abundantes fallas y cabalgamientos, y escasos pliegues (Farias y Heredia, 1994), y condicionada por el carácter masivo, competente y pobremente estratificado de las calizas que conforman la mayoría de la unidad.

Según esta división, el área de estudio de este trabajo se localiza en la Unidad de Picos de Europa (Fig.6.3), donde existe una serie estratigráfica con una potencia de unos 1500 m de depósitos eminentemente carbonatados del Carbonífero.

Existe un nuevo modelo de subdivisión de la ZC, basado en la consideración de que la Falla de León actúa como un cabalgamiento varisco fuera de secuencia (Alonso *et al.*, 2009). Según este modelo, la Falla de León repite las láminas emplazadas previamente, ocasionando una inversión paleogeográfica y una ventana tectónica difícil de reconocer, debido la similar inclinación de las superficies cabalgantes de ambas secuencias. La subdivisión de Alonso *et al.* (2009) simplifica la de Julivert (1971), implicando que: (1) la redefinida Unidad de Somiedo incluye la Unidad de Sobia; (2) la nueva Unidad de Bodón-Ponga consiste en el compendio de las unidades del Aramo y Bodón de la Región de Pliegues y Mantos (Marcos, 1968; Julivert, 1971; Pérez-Estaún *et al.*, 1988), la Cuenca Carbonífera Central y las regiones del Ponga y Picos de Europa de Julivert (1971).



En este trabajo se adoptará la subdivisión de Alonso *et al.* (2009) pero separando, al igual que Julivert (1971), la Unidad de Picos de Europa como unidad tectono-estratigráfica, independiente de la Unidad del Ponga del último autor, o de la de Bodón-Ponga de Alonso *et al.* (2009). De este modo se adopta una postura conservadora, puesto que actualmente existe discusión sobre la división de la ZC. En este aspecto, ciertas evidencias encajan con la propuesta de Alonso *et al.* (2009), mientras que otras observaciones, como el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa sobre la del Ponga en su extremo SE, además de diferencias en la cinemática de su emplazamiento, en sus series sinorogénicas y en sus características morfoestructurales, permitirían su individualización.

En la ZC existe un registro estratigráfico bastante completo del Paleozoico, tanto preorogénico como sinorogénico, que se encuentra discordante sobre una secuencia del Neoproterozoico (Lotze, 1945; Pérez-Estaún *et al.*, 1988) previamente deformada durante el Ciclo Cadomiense. Entre el Cámbrico y el Devónico Superior, la sucesión paleozoica de la Zona Cantábrica consiste en una alternancia de depósitos de naturaleza siliciclástica y carbonatada, acumulados durante las etapas extensionales (de *rift* y *post-rift*) que crearon esta parte del margen pasivo de Gondwana. Esta sucesión se va adelgazando hacia el E, donde se encuentra la parte más interna del margen de Gondwana. Por esta razón, en las partes más internas de lo que ahora es el Arco Astúrico solo se depositó una delgada secuencia de materiales del Paleozoico inferior, que en ocasiones solo está representada por el Cámbrico. A continuación, se produce una discordancia, de ámbito regional y bajo ángulo, que llega a disponer materiales del Devónico Superior y Carbonífero inferior, que son los primeros depósitos sinorogénicos, sobre el Cámbrico medio e incluso sobre el inferior (Julivert, 1971; Colmenero *et al.*, 2002; Sánchez de Posada *et al.*, 2002; Fernández *et al.*, 2004; Pérez Estaún y Bea, 2004). Este último aspecto puede ser observado en la zona estudiada. Sobre esta discordancia se disponen sucesiones sedimentarias condensadas de gran extensión lateral, correspondientes a las formaciones Ermita, Baleas, Vegamián y Alba del Carbonífero inferior (Comte, 1959; Marquínez, 1978; Martínez García, 1981), postdatadas por la Formación Barcaliente (Wagner *et al.*, 1971), que también presenta gran continuidad lateral y representa ambientes profundos de la cuenca. Esta Formación es contemporánea con los primeros depósitos turbidíticos de la ZC, situados en su parte más interna (al Oeste) y que a techo evolucionan hacia sedimentos deltaicos. Esta secuencia turbidítica-deltaica pertenece a una cuña terrígena que procede del frente orogénico, ya muy próximo a la ZC. Los depósitos deltaicos rellenan la cuenca con clinofomas progradantes, a excepción de las zonas más alejadas del frente, donde proliferan las plataformas carbonatadas microbiales, representadas por las formaciones La Escalada, Valdeteja y Picos de Europa (Colmenero *et al.*, 1993, 2002, 2012; Eichmüller, 1985; Chesnel *et al.*, 2016a, b; Bahamonde *et al.*, 1997 a, b, 2000, 2004,



2007, 2008; Della Porta *et al.*, 2002 a, b, 2003, 2004; Kenter *et al.*, 2003; Van der Kooij *et al.*, 2007).

La totalidad de la serie estratigráfica anteriormente referida, fue afectada por un sistema imbricado de cabalgamientos desde el Moscoviense inferior hasta el Gzheliense inferior, con el desarrollo de cuencas *piggy-back*, continentales al O y marinas al E, sobre las unidades alóctonas (Van Veen, 1965; Alonso *et al.*, 2015; Merino-Tomé *et al.*, 2009a). En las últimas etapas de la deformación varisca (Kasimoviense-Gzeliense inferior) se produjo el emplazamiento hacia el S de la Unidad de Picos de Europa, que es la responsable de la mayor parte del cierre del Arco Astúrico (Merino-Tomé *et al.*, 2009a). Posteriormente, durante el Gzeliense superior-Asseliense basal se produce la denominada Deformación Tardi-Varisca de la Zona Cantábrica, que se caracteriza por la presencia de fallas de desgarre de dirección NO-SE, las cuales se producen en la rama norte de la ZC, acomodan los últimos esfuerzos variscos y terminan de cerrar el Arco Astúrico, que quedaría configurado en esa edad, previamente al emplazamiento de los plutones postorogénicos más antiguos de 295 Ma (Arthaud y Matte, 1975, 1977; Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987, 1988; López-Gómez *et al.*, 2019; Alonso *et al.*, 2009; Hirt *et al.*, 1992; Parés *et al.*, 1994; Stewart, 1995; Van der Voo *et al.*, 1997; Weil *et al.*, 2000, 2001; Weil, 2006; Pastor-Galán *et al.*, 2011, 2014).

Al final del Orógeno Varisco tuvo lugar un evento tectonomagmático que modificó la configuración cortical en Europa Occidental y Central (Ziegler y Dèzes, 2006). Dicho evento desencadenó un metamorfismo térmico y el emplazamiento de granitos post-tectónicos y sus equivalentes volcánicos durante el Pérmico inferior (Cisuraliense), entre los 285 y 295 Ma (Brime *et al.*, 2001; Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). Este evento tectonomagmático también se relaciona con el desarrollo de dolomitizaciones y mineralizaciones y se vincula a un evento extensional que reactivó estructuras variscas y tardi-variscas, marcando el comienzo del Ciclo Alpino (Raven y Van der Pluijm, 1986; Schneider, 2000; Gassparrini, 2006a, b; López-Gómez *et al.*, 2019).

6.2. El Ciclo Alpino en la Cordillera Cantábrica

En la zona de estudio, al igual que en gran parte del Norte de la Península Ibérica el Ciclo Orogénico Alpino comienza con un periodo extensional de edad Pérmica, que recientemente se ha relacionado con el colapso de la Orogenia Varisca (López-Gómez *et al.*, 2019) y posteriormente, a partir del Triásico, con la fragmentación de Pangea y la apertura del Atlántico Norte (apertura del golfo de Vizcaya a la latitud de este estudio). Asimismo, ha tenido lugar un evento compresivo posterior, durante la Orogenia Alpina, pues la Cordillera Cantábrica es un relieve asociado a este evento orogénico, que constituye la prolongación de los Pirineos hacia el Oeste (Fig. y 6.5), y que se originó como resultado de la colisión oblicua



entre las placas Ibérica y Euroasiática (Gallastegui *et al.*, 2002; Barnolas-Pujalte, 2004). El Ciclo Alpino se ha subdividido en una etapa preorogénica, de edad permo-mesozoica, dominada por los procesos extensionales, y una etapa sinorogénica, fundamentalmente cenozoica.

6.2.1. Etapa preorogénica Permo-Mesozoica

Entre los eventos orogénicos Varisco y Alpino que afectaron al área estudiada, existieron varios períodos extensionales que incluyen dos periodos de *rifting*. El primero se desarrolló durante el Pérmico inferior y se ha relacionado con el colapso extensional del Orógeno Varisco (López-Gómez *et al.*, 2019), el cual indujo a una reorganización convectiva mantélica, adelgazamiento litosférico, ascenso astenosférico y abombamiento cortical regional (Ziegler y Stampfli, 2001). Estos procesos propiciaron el desarrollo de una primera fase de *Low Strain Rifting (LSR)* con desarrollo de densas redes de fracturas de poco salto y, posteriormente, una fase de *High Strain Rifting (HSR)*, donde se desarrollaron fallas de mayor entidad y salto, aunque en un número más reducido. Por tanto, con esta fracturación se desarrollaron al principio cuencas pequeñas, estrechas y aisladas, que posteriormente permitirían la propagación del sistema de *rifting* del Tethys, durante la relajación térmica de la litosfera en el Pérmico superior-Triásico medio-inferior (Stampfli and Kozur, 2006). El colapso orogénico no se produjo de forma homogénea en la ZC, debido al menor engrosamiento cortical que se produce en las partes más externas del orógeno (Pérez-Estaún *et al.*, 1991). En el caso de la ZC, las pequeñas cuencas extensionales del Pérmico inferior (Cisuraliense) estaban limitadas por estructuras variscas y tardi-variscas reactivadas, o muy localmente, por nuevas estructuras, y alimentadas por áreas fuente próximas (López-Gómez *et al.*, 2019). Asociado con este proceso extensional se produce un primer pulso hidrotermal que da lugar a abundantes dolomitizaciones y algunas mineralizaciones (Tornos *et al.*, 1998, Gasparini *et al.*, 2006 a, b).

La extensión intracontinental o *rifting* del Pérmico superior-Triásico está vinculada al inicio de la rotura de Pangea (Ziegler y Stampfli, 2001; Sánchez-Martínez *et al.*, 2012; Salas y Casas, 1993; Juez-Larré y Ter Voorde, 2009). Esta extensión generó cuencas continentales más amplias que las del Pérmico inferior, elongadas en dirección NO-SE, con áreas fuente más lejanas, lo que dio lugar a un mayor transporte y selección de litologías, además del desarrollo de una importante circulación hidrotermal que dio lugar a mineralizaciones, por ejemplo de fluorita, asociadas a las fallas activas (Sánchez-Martínez *et al.*, 2012; Tornos *et al.*, 1998; Symons *et al.*, 2017).

Tras un período *postrift*, desde el Triásico superior al Jurásico Inferior-Medio (Ziegler, 1993), dominado por una tansgresión marina asociada a la subsidencia termal del primer *rift* y donde se produjo un crecimiento de rampas carbonatadas a nivel regional, se inició un nuevo



evento de *rifting* en el Jurásico Superior-Cretácico inferior. Durante este nuevo periodo extensional se produjo la apertura efectiva del golfo de Vizcaya, con la creación de corteza oceánica en éste, y la separación de las placas Ibérica y Europea (Boillot *et al.*, 1979; Derégnaucourt y Boillot, 1982; García-Espina, 1997; Roest y Srivastava, 1991; Thinon *et al.*, 2003; Sibuet *et al.*, 2004; Tugend *et al.*, 2014; Cadenas *et al.*, 2018; López-Gómez *et al.*, 2019). Este evento queda registrado en las rocas sedimentarias *sinrift* de ese periodo y en las mineralizaciones asociadas a fallas contemporáneas, incluyendo las mineralizaciones de Pb-Zn de Picos de Europa (Symons *et al.*, 2015). Además, este *rifting* produjo un movimiento antihorario de 35° de la Placa Ibérica y está relacionado con la producción de corteza oceánica en el golfo de Vizcaya (Sibuet y Collete, 1991). La apertura fue diacrónica, de O a E y cesó hace unos 80 Ma (Gallastegui, 2000; Roest y Srivastava, 1991).

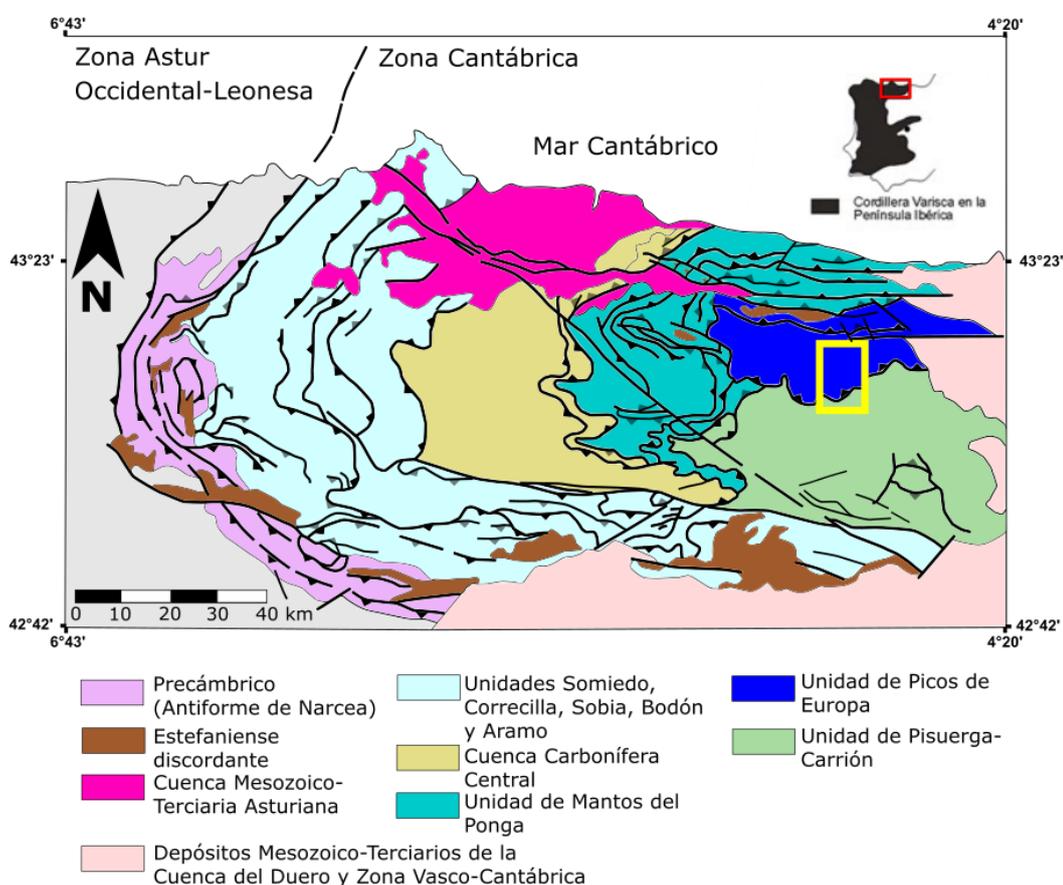


Figura 6.3.- Esquema geológico de la Zona Cantábrica con sus principales unidades (Julivert, 1971) y localización del área de estudio. Modificado de Vera (2004).

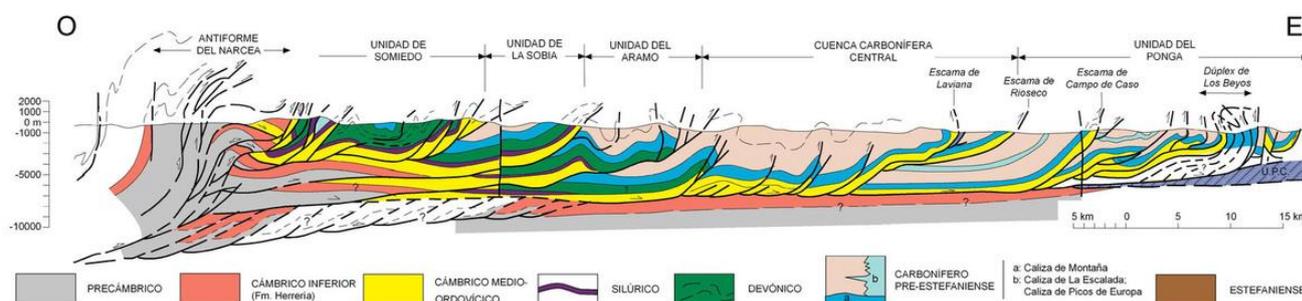


Figura 6.4- Corte geológico O-E (Degaña-Pola de Lena-Posada de Valdeón) de la Zona Cantábrica, distinguiendo sus unidades. Tomado de Pérez-Estaún et al. (1988).

6.2.2. Compresión Alpina: Encuadre en el Orógeno Alpino Pirenaico.

El Orógeno Alpino Pirenaico, donde se encuadra el área estudiada, se extiende a lo largo de *c.a.* 1000 km, desde Provenza hasta Galicia, con una dirección aproximada E-O, y posee doble vergencia al N y S, dando lugar a los Pirineos en su parte oriental y a la Cordillera Cantábrica en la occidental (Choukroune *et al.*, 1990; Muñoz, 1992; Pulgar *et al.* 1996; Teixell, 1998; Gallastegui *et al.*, 2002; Barnolas y Pujalte, 2004). El Orógeno resulta de la colisión continental entre las placas Ibérica y Euroasiática, por un cambio de régimen extensional a compresivo, que culmina con la Orogenia Alpina (Vergès y García-Senz, 2001; Pedreira *et al.*, 2007; Roca *et al.*, 2011; Martín-González y Heredia, 2011 a, b; Teixell *et al.*, 2018). Esta colisión fue oblicua, comenzando por el E, en el Cretácico superior, y propagándose al O, hasta finalizar en el Oligoceno superior en los Pirineos orientales, y en el Mioceno superior en la Cordillera Cantábrica (Roest and Srivastava, 1991; Vergès *et al.*, 1995; Herrero *et al.*, 1994). En la Cordillera Cantábrica, el episodio compresivo alpino tuvo su clímax en el Eoceno superior-Oligoceno inferior, prolongándose hasta Mioceno superior (Martín-González *et al.*, 2012, 2014; Fillon *et al.*, 2016; Martín-González y Heredia, 2011b).

Este orógeno se ha dividido en tres zonas, que a su vez tienen subdivisiones (Mattauer y Séguret, 1971; Martín-González y Heredia, 2008, 2011 a, b; Fig.6.5): (1) Zonas en la Cordillera Pirenaica, donde se encuentra (a) la Cuenca del Ebro, (b) la Cuenca de Aquitania, (c) Zona Axial Pirenaica, (d) Zonas Norpirenaica y Surpirenaica; (2) Zonas en la Cordillera Cantábrica, donde se continúan algunas estructuras pirenaicas (Cámara, 1997; Gallastegui *et al.*, 2002) y se distinguen (a) la Cuenca del Duero, (b) la Plataforma continental en el *offshore* del Mar Cantábrico (c) Cordillera Cantábrica, (d) Región de Terra Chá-Rías Baixas; (3) Zonas al sur de la Cordillera Cantábrica, en la parte occidental del orógeno, donde se encuentra la Región de Montes Galaico-Leoneses. (Figs. 6.5 y 6.6).



La Cordillera Cantábrica se corresponde con la parte occidental de la Zona Surpirenaica. Gran parte de la deformación causada por la compresión alpina en esta Cordillera se acomodó mediante la reactivación o inversión de estructuras variscas, tardi-variscas y Mesozoicas (López-Gómez *et al.*, 2019), así como por generación de nuevas estructuras. Por tanto, el levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica se debió al desarrollo de cabalgamientos y fallas inversas de alto ángulo con orientación E-O a ONO-ESE y vergencia S, con largas rampas frontales y enraizamiento en un nivel de despegue en la corteza media (Alonso *et al.*, 1996). La deformación se produjo solidariamente entre la cobertera y el zócalo, y no se modificó excesivamente el edificio estructural previo (Pulgar *et al.*, 1999; Merino-Tomé, 2004). Todo lo anteriormente mencionado implicó un rejuvenecimiento del relieve, con la formación de la Cordillera Cantábrica.

Según Martín-González y Heredia (2008, 2011 a, b), la Cordillera Cantábrica se subdivide en (i) Región Vasco-Cantábrica y (ii) Región Astur-Galaica. En la última es donde se localiza el área de estudio. En la Región Astur-Galaica existe una gran escasez o ausencia de cobertera Mesozoica y dispersos afloramientos Cenozoicos sinorogénicos. Los depósitos Cenozoicos afloran en pequeñas depresiones aisladas cerca del frente suroccidental de la Cordillera Cantábrica, en una cuenca de antepaís fragmentada (Martín-González y Heredia, 2008, 2011a, b; Martín-González *et al.*, 2014; López-Gómez *et al.*, 2019). Solamente al NE de esta región aflora una delgada sucesión Mesozoica, bastante completa, la cual constituye la Cuenca de Gijón-Ribadesella o Cuenca Asturiana, que está unida a la Cuenca Vasco-Cantábrica a través de la plataforma continental (Suárez-Rodríguez, 1988; Lepvrier y Martínez-García, 1990; Uzkeda *et al.*, 2016). La deformación durante la compresión alpina en esta región se produjo mediante tectónica de piel gruesa, reactivando estructuras variscas, tardi-variscas y mesozoicas (López-Gómez *et al.*, 2019; Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999; García-Espina, 1997). Por otra parte, en el límite S de la Región Astur-Galaica, existen afloramientos del Albiense y Cretácico superior, dispuestos en el flanco frontal de un pliegue de propagación de falla, que cubre el cabalgamiento basal (Alonso *et al.*, 1996). Es este cabalgamiento basal y sus estructuras asociadas los que levantan la Región Astur-Galaica.

Dentro de la Región Astur-Galaica, según Martín-González y Heredia (2011 a, b), se distinguen tres sectores: (i) Sector Oriental (Fig.6.7), (ii) Sector Central, (iii) Sector Occidental. En el primero es donde se localiza el área de estudio de este trabajo. En este Sector, las rocas Mesozoicas son escasas y presentan, en el contacto con la Cuenca del Duero, una flexión monoclinal relacionada con el Cabalgamiento Frontal Cantábrico (CFC), equivalente a Cabalgamiento Frontal Pirenaico(CFP), que levanta el basamento (Alonso *et al.*, 1996). Las estructuras tienen un trazado aproximadamente E-O.



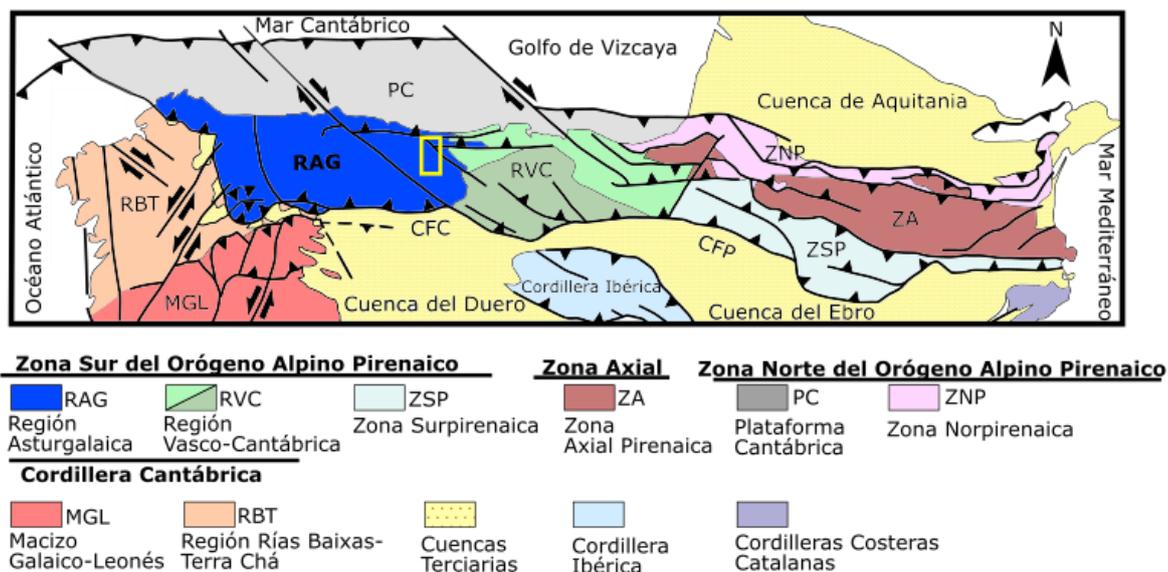


Figura 6.5.- Esquema geológico de las zonas del Orógeno Alpino Pirenaico. CFC equivale a Cabalgamiento Frontal Cantábrico y CPF se corresponde con Cabalgamiento Frontal Pirenaico. También se indica la posición de la zona de estudio (recuadro amarillo). Modificado de Martín-González y Heredia (2011a, b).

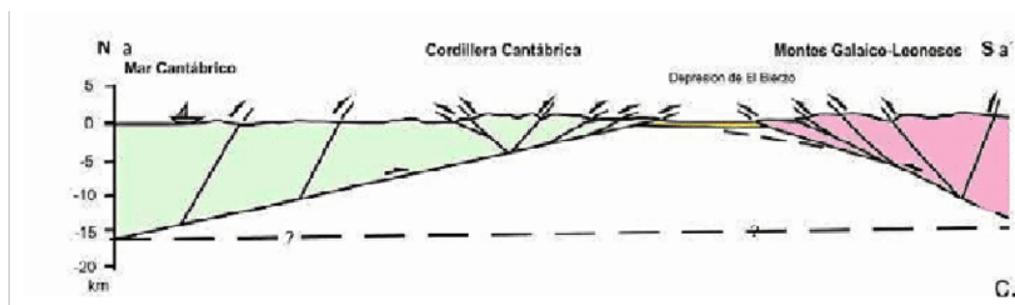


Figura 6.6.- Corte geológico N-S de la Cordillera Cantábrica en su límite occidental, donde se localiza la Región de los Montes Galaico-Leoneses al Sur de la Región Astur-Galaica. Tomado de Martín-González y Heredia (2010).

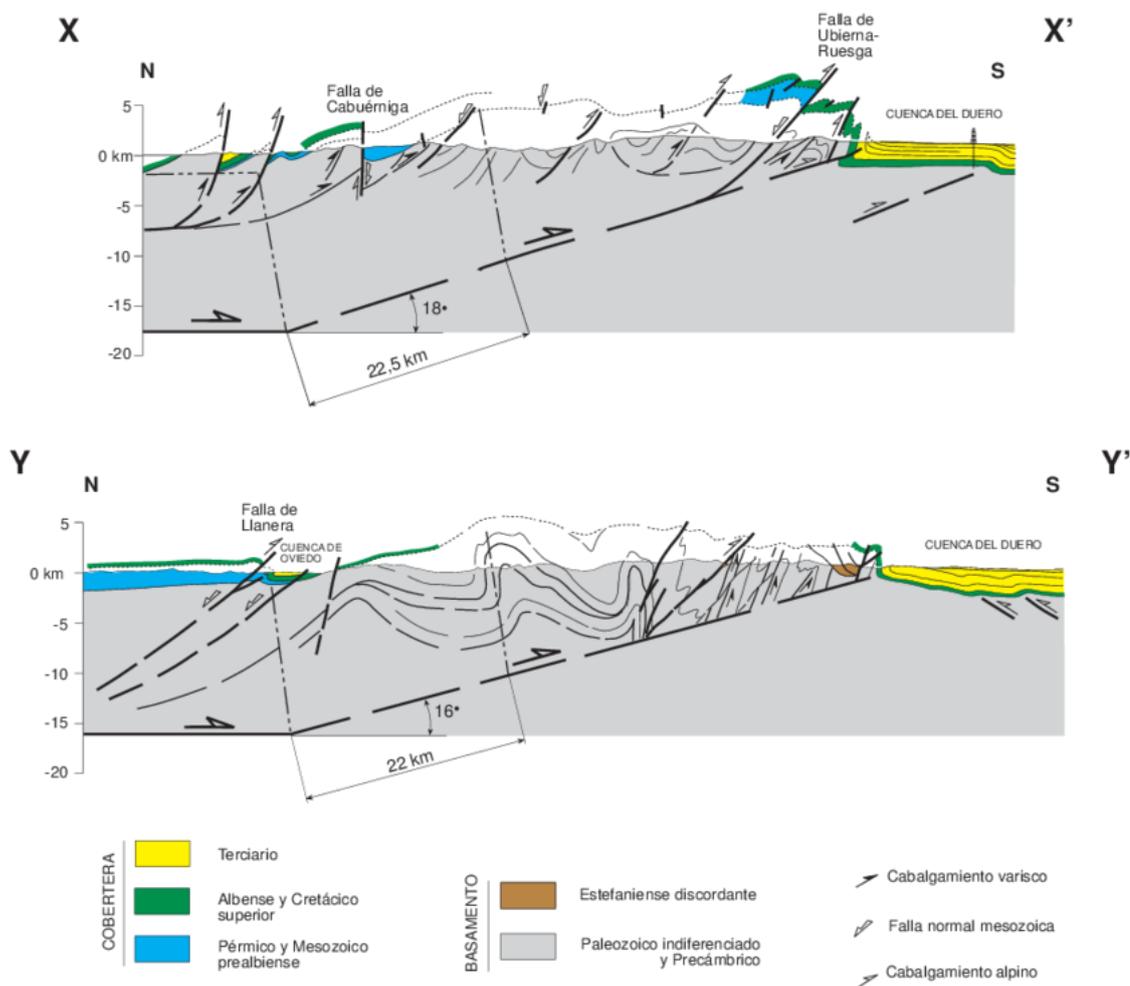


Figura 6.7- Cortes geológicos N-S de la Cordillera Cantábrica (Región Astur-Galaica) en su Sector Oriental (más próximo a la Zona Vasco-Cantábrica en el superior y más próximo al Sector Occidental de la Región Astur-Galaica en el inferior). Tomado de Pulgar *et al.*, 1999. Modificado de Alonso *et al.*, 1996.

7. ESTRATIGRAFÍA

En la Unidad de Picos de Europa, al NE de la Zona Cantábrica del Orógeno Varisco del NO peninsular, afloran fundamentalmente calizas de la sucesión paleozoica devónico-carbonífera, perteneciendo la mayoría de la serie al Carbonífero (Maas, 1974; Marquínez, 1978). No obstante, también se encuentran materiales siliciclásticos, tanto sinorogénicos como preorogénicos variscos. En el sector N de esta Unidad se encuentran los afloramientos más orientales de materiales Cambro-Ordovícicos. Por último, existen algunos afloramientos de materiales permo-mesozoicos, especialmente al N y E de la región.

En este trabajo, la descripción de las diferentes formaciones se ha apoyado principalmente en las de Wagner *et al.* (1971), Maas (1974), Martínez García (1981, 1991 a,

b), Martínez García y Rodríguez Fernández (1984), Martínez García y Villa (1999), Merino-Tomé (2004), Merino-Tomé *et al.* (2009a, b), Villa *et al.* (2015) y López-Gómez *et al.* (2019). Para realizar esta descripción, la sucesión estratigráfica de la Unidad de Picos de Europa se ha dividido en dos grandes grupos de unidades litoestratigráficas: (1) el basamento Paleozoico Pre-Pérmico (Fig. 7.2) y (2) la cobertera Permo-Mesozoica.

7.1. Basamento Paleozoico Pre-Pérmico

Dentro de este grupo se pueden diferenciar: (a) la sucesión previa al Devónico superior, (b) la sucesión con materiales de edades comprendidas entre el Devónico superior y el Carbonífero superior y (c) la serie del Carbonífero terminal.

7.1.1. Sucesión Pre-Devónica Superior

La sucesión pre-devónica superior contiene rocas cambro-ordovícicas a las que se superponen algunos metros de rocas del Devónico Superior. Como las rocas ordovícicas no superan la parte inferior de este período existe una laguna estratigráfica que abarca desde el Ordovícico Inferior hasta el Devónico Superior. Esta sucesión se depositó en la etapa preorogénica varisca y corresponde a depósitos próximos al margen continental de Gondwana (Marcos y Pulgar, 1982). Los afloramientos más completos de esta sucesión, los cuales incluyen a la Formación Barrios que no aflora en el área de estudio, se encuentran varias decenas de kilómetros al O y SO de la zona da estudio, en las proximidades del Antiforme del Narcea (Fig. 6.3), donde la sucesión puede superar los 3000 m de potencia y se puede observar su carácter discordante sobre el Precámbrico (Lotze, 1956). No obstante, en el área de estudio, de toda esta sucesión, solo afloran materiales de edad cámbrica, cuyo espesor supera escasamente los 100 m (Merino-Tomé, 2004). En la zona estudiada, esta sucesión solo aflora al Norte, en las inmediaciones de Sotres, lo que indica una mayor profundidad del nivel de despegue de los cabalgamientos variscos (Merino-Tomé, 2004), si bien, también parece factible pensar que, hacia el S, esta sucesión no se ha depositado. Las formaciones de la sucesión pre-devónica superior de la zona de estudio son las siguientes:



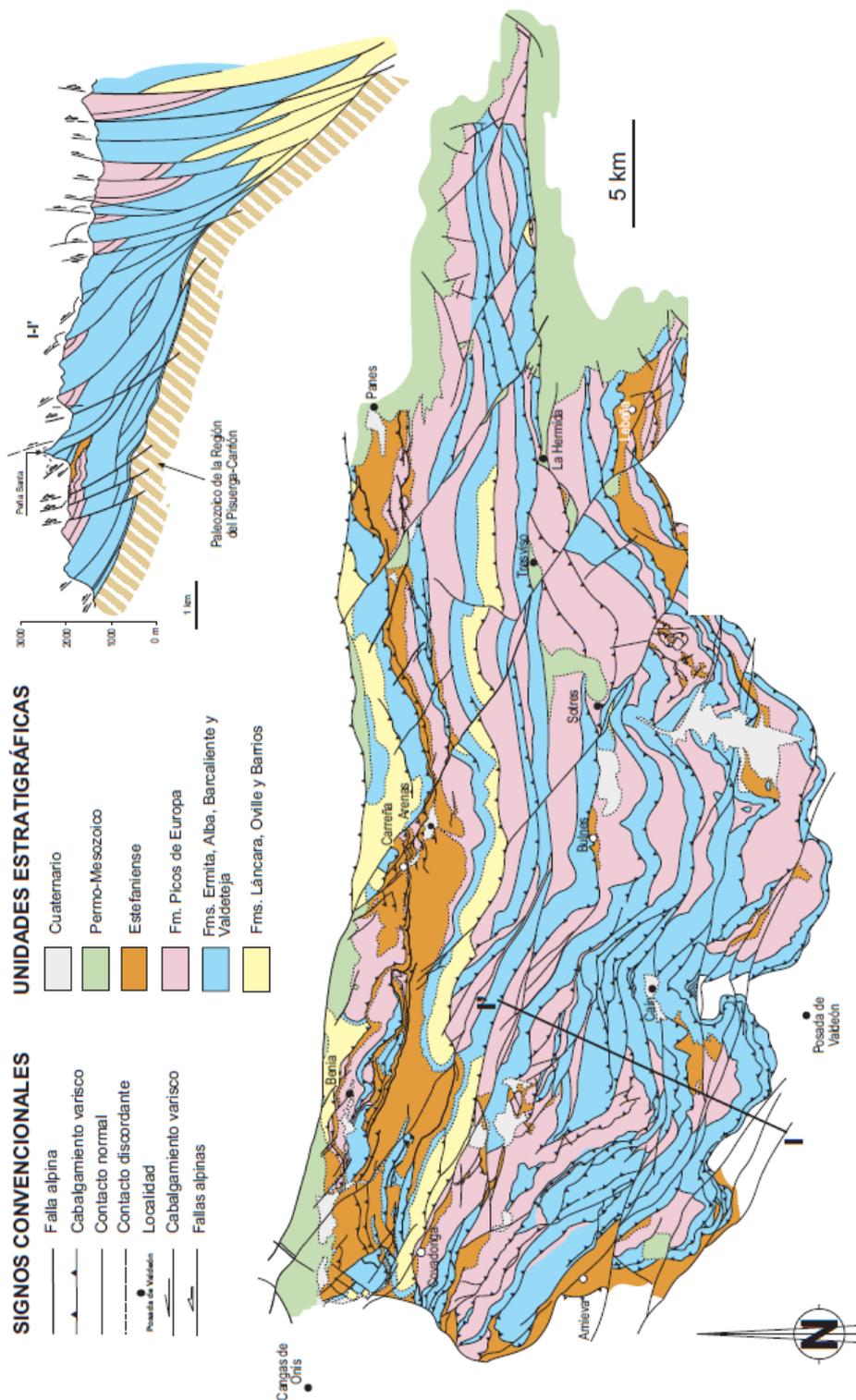


Figura 7.1.- Esquema geológico de la Unidad de Picos de Europa (modificado de Merino-Tomé, 2004 y Marquínez, 1989) y corte geológico a través del Macizo Occidental, según Farias y Marquínez (1991)

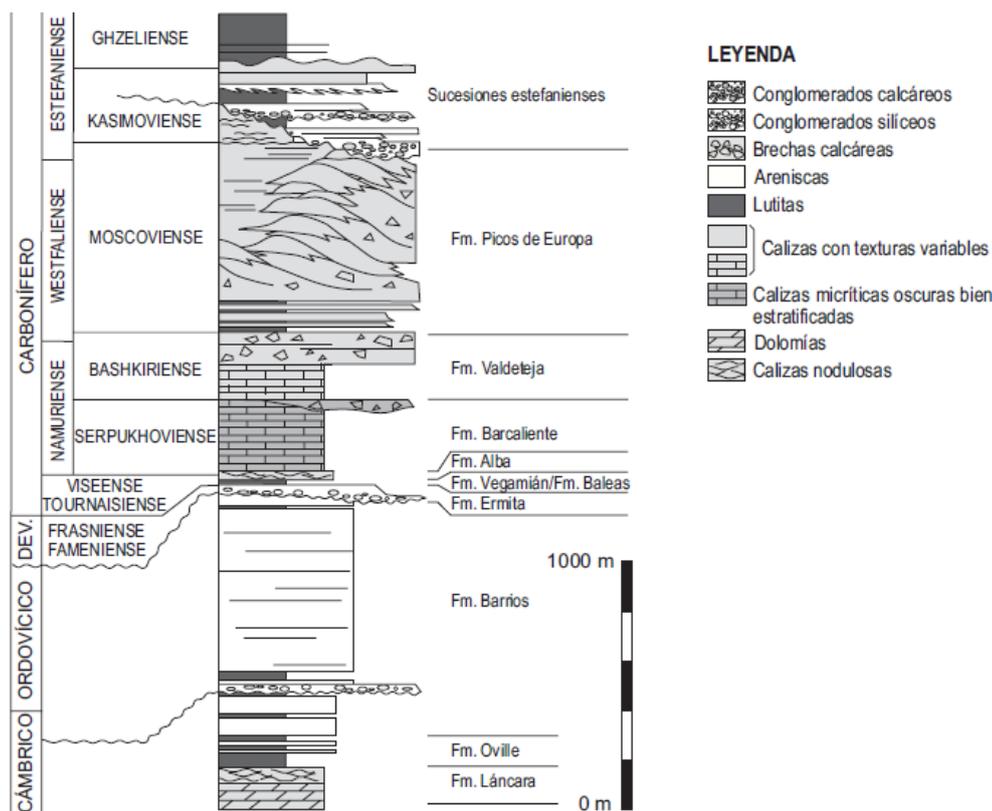


Figura 7.2.-Columna estratigráfica sintética de la serie Paleozoica Pre-Pérmica en la Unidad de Picos de Europa, tomado de Merino-Tomé (2004).

- **Formación Láncara** (Comte, 1937). Esta unidad alcanza 100 m de potencia en las inmediaciones de Sotres (Martínez García *et al.*, 1984). Está formada por dolomicritas, calizas, margas y lutitas (Figs. 7.2 y 7.3). Se distinguen dos miembros de potencia variable que, según Zamarreño (1972), son (Fig. 7.3): (1) Miembro Inferior, formado por dolomicritas laminadas bien estratificadas, que en otras regiones de la Zona Cantábrica presentan laminación microbial estromatolítica, y alternancias de lutitas y margas;(2) Miembro Superior, compuesto a muro por calizas grises con glauconita, que pasan gradualmente a calizas micríticas nodulosas rojas a techo, conocidas como la “griotte Cámbrica”. La edad del Miembro Inferior de esta Formación es Cámbrico inferior, y la del Superior, Cámbrico medio (Zamarreño y Julivert, 1967; Zamarreño, 1972).
- **Formación Oville** (Comte, 1937). En los Picos de Europa presenta potencias de hasta 270 m, pero en la zona de estudio no supera los 20m. Es una Formación fundamentalmente siliciclástica, depositada en un medio marino somero y

compuesta tanto por lutitas como por areniscas (Figs. 7.2 y 7.3). En su tramo basal posee entre 20 y 40 m de lutitas verdes y grises, con nódulos calcáreos. A techo presenta alternancias de areniscas cuarcíticas y lutitas con glauconita (Fig. 7.3), que pueden alcanzar los 230 m de potencia, aumentando la cantidad de areniscas hacia el techo (Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984). Su edad en la mayor parte de la Zona Cantábrica está comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico Inferior (Tremadoc inferior). No obstante, en las unidades del Ponga y de Picos de Europa, esta Formación no supera el Cámbrico medio, ya que en dichas unidades las edades más jóvenes, por convergencia de facies, se encontrarían dentro de la Formación Barrios (Aramburu y García-Ramos, 1993). Así, en los alrededores de Sotres se obtuvo, mediante trilobites, una edad Cámbrico medio para esta Formación (Liñán y Martínez-García, 2005).



Figura 7.3.- Fotografías de campo de las unidades litoestratigráficas de edad Cámbrica. A) y B) Alternancias de calizas y margas, y calizas grises con glauconita, respectivamente, del Miembro inferior y del Miembro superior respectivamente de la Formación Láncara. C) y D) Alternancias de pizarras verdes y areniscas-limolitas con glauconita de la Formación Oville. La maza mide aproximadamente 40 cm y los bastones 1,20 m.

7.1.2. *Sucesión Devónico Superior-Carbonífero superior*

En los Picos de Europa, como en la mayor parte de la Zona Cantábrica, el Carbonífero inferior está constituido por series condensadas, delgadas, homogéneas y continuas, en las que se han separado las formaciones Ermita, Baleas/Las Portillas, Vegamián (no aflora en el área de estudio) y Alba. Por encima de estas unidades condensadas, se depositan otras unidades, situadas en su mayor parte en el Carbonífero superior, con gran extensión lateral en la Zona Cantábrica, como la Formación Barcaliente. Otras unidades, como es el caso de la Formación Valdeteja, afloran en la totalidad de la Zona Cantábrica aunque de forma discontinua o, como ocurre con la Formación Picos de Europa, solamente se encuentran en la Unidad de Picos de Europa y en la región del Cuera de la Unidad del Ponga, situada más al N. El carácter discontinuo de las unidades más modernas se debe a que la sucesión devónica superior-carbonífera es sinorogénica en la Zona Cantábrica, y gran parte se acumula en cuñas clásticas depositadas sobre la cuenca de antepaís periférica, en relación con el emplazamiento de las diferentes unidades cabalgantes variscas (Marcos y Pulgar, 1982; Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987; Fernández, 1990; Rodríguez Fernández, 1991 y 1993, Colmenero *et al.*, 2002). A medida que el frente orogénico se acerca hacia el E, la cuenca carbonífera se compartimenta, por lo que las unidades cada vez son menos extensas y tienen cambios de facies más acusados. En la Unidad de Picos de Europa, la mayor parte de esta serie se deposita cuando el frente orogénico aún se encontraba alejado y muy al O, por lo que es sinorogénica pero pre-tectónica. Debido a esto, la sedimentación es fundamentalmente carbonatada, sin presencia de sedimentos clásticos y ausencia de discordancias importantes, que no se desarrollan hasta finales del Carbonífero (Kasimoviense superior), edad en la que comienza a emplazarse la Unidad de Picos de Europa.

- **Formación Ermita** (Sitter y van den Bosch, 1968; Martínez Álvarez *et al.*, 1968). Se trata de una unidad con un espesor medio de entre 30 y 50 m, llegando a alcanzar más de 100 m, aunque en las proximidades de Sotres tiene menos de 1 m (Martínez García, 1981). Está formada por microconglomerados silíceos y areniscas cuarcíticas de grano grueso que pueden tener cemento carbonatado, feldspatos y glauconita, que alternan con niveles más lutíticos y limolíticos (Marquínez, 1978) (Figs. 7.2 y 7.4). En Sotres, hacia techo de la serie, aparecen niveles enrojados que podrían estar vinculados a una exposición subaérea y un hiato deposicional/erosivo (Fig. 7.4). En el afloramiento de Sotres, la Formación Ermita se dispone de manera paraconforme sobre las pizarras y areniscas de la Formación Oville (Martínez García, 1978). Los depósitos de la Formación Ermita



indican un ambiente sedimentario marino somero y muy energético. Esta formación fue datada como Fameniense en la zona de Picos de Europa (Merino-Tomé, 2004), y como Fameniense–Tournaisiense en otros sectores de la Zona Cantábrica (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). En el afloramiento de Sotres, la presencia de abundantes superficies de exposición subaérea y oblicuidades, tanto internas como con los materiales infrayacentes, de esta unidad, podría indicar el comienzo del *forebulging* de la cuenca de antepaís varisca.

- **Formación Las Portillas** (Martínez García, 1981). Se trata de una unidad condensada, discontinua, de 1 a 20 m de potencia (Fig. 7.2) que en otros lugares de la Zona Cantábrica se conoce como Formación Baleas (Wagner *et al.*, 1971). Está formada por calizas blancas a grises, tipo *grainstone* bioclásticas, encriníticas y glauconíticas, que pueden tener granos de cuarzo. Aparecen discordantes sobre las areniscas de la Formación Ermita. El único afloramiento observado de esta Formación en el área de trabajo, se localiza en las inmediaciones de Sotres, donde aparece a muro de unas calizas claras con texturas bioconstruidas y niveles bioclásticos, que tienen afinidad con la Formación Valdediezma (Sanz-López *et al.*, 2016) (Fig. 7.4). La Formación Las Portillas indica ambientes de sedimentación condensada carbonatada, en medios marinos someros bien oxigenados (Colmenero *et al.*, 2002). Esta Formación fue datada por Martínez García (1981) como Fameniense superior-Tournaisiense medio y como Tournaisiense por Truyols Santonja *et al.* (1984). Así pues, el tránsito Devónico-Carbonífero se produce en esta Formación, aunque en su ausencia, el tránsito estaría en la Formación Ermita (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012).



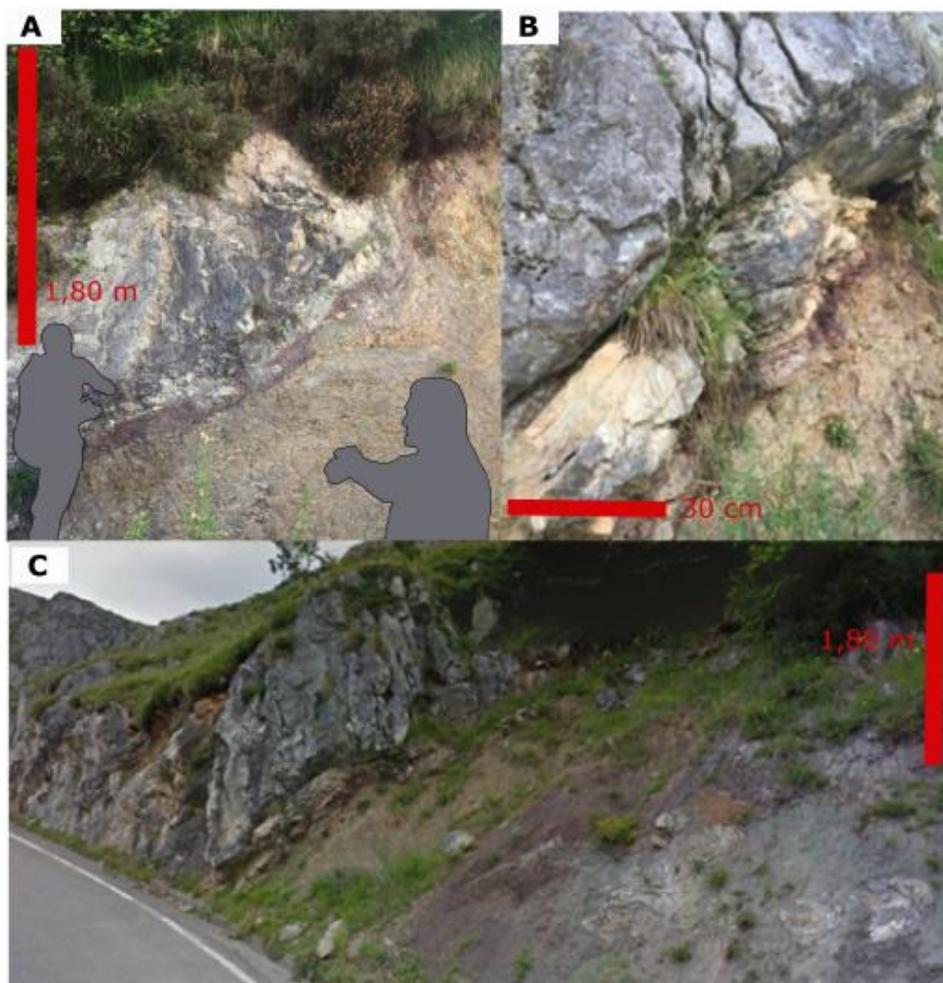


Figura 7.4- Fotografías de campo de los materiales en la base de la sucesión Devono-Carbonífera. A) Areniscas de la Formación Ermita, discordantes sobre pizarras verdosas y areniscas con glauconita de la Formación Oville. Obsérvese la presencia de niveles de exposición subaérea en la Formación Ermita y la oblicuidad con las capas de la Formación Oville infrayacente. B) y C) detalle y vista general, respectivamente, de las calizas grisáceas claras con glauconita de la Formación Baleas, y su contacto inferior con la Formación Ermita. Las calizas en último plano en C) pertenecen a la Formación Valdediezma.

- **Formación Alba** (Comte, 1959), también conocida como Formación Genicera (Wagner *et al.*, 1971) o Griotte Carbonífera, es una unidad litoestratigráfica continua en la Zona Cantábrica, de 20- 30 m de espesor (Fig. 7.2). Sanz-López y Blanco-Ferrera (2012) dividen la formación en: (1) Miembro Canalón, formado por calizas nodulosas; (2) Miembro Lavandera (Wagner *et al.*, 1971), consistente en niveles de lutitas y chert; (3) Miembro Gorgera, similar al primero, sobre el Miembro Lavandera; (4) Miembro Millaró, formado por calizas nodulosas y pizarras. La Formación Alba se encuentra formada por calizas y margocalizas

nodulosas rojizas a rosadas (Fig. 7.5), *wackestone* micríticas a *packstone* bioclásticas, con ostrácodos, en ocasiones radiolarios en el Miembro Canalón, crinoideos, braquiópodos, briozoos, foraminíferos y trilobites. La Formación Alba presenta un carácter sedimentario condensado y posee, en algunas zonas, un tramo de radiolaritas rojas en la mitad inferior. A techo de la unidad, la coloración rojiza desaparece, pasando gradualmente a la Formación Barcaliente. Además, las calizas de la Formación Alba pueden carecer de su coloración característica o encontrarse brechificadas si se localizan en las inmediaciones de fallas. Los depósitos de la Formación Alba registran condiciones de sedimentación condensada con desarrollo de *hardgrounds*, así como sedimentación pelágica en ambientes bien oxigenados y con profundidad de varios cientos de metros (Colmenero *et al.*, 2002). La unidad se depositaría durante el desarrollo de la flexión litosférica producida por el Orógeno Varisco, previo a la sedimentación en cuenca profunda. Su edad es Tournaisiense superior-Viseense (Sánchez de Posada y Truyols Santonja, 1983), pudiendo alcanzar en algunos puntos de la Zona Cantábrica el Serpukhoviense superior (Sanz *et al.*, 2007; Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012).

- **Formación Barcaliente** (Wagner *et al.*, 1971). Se trata de una unidad litoestratigráfica con gran continuidad por toda la Zona Cantábrica y una potencia que oscila entre los 180 - 350 m (Merino-Tomé, 2004), variando en la zona de estudio entre 250 y 300 m (Fig. 7.2). Esta unidad, junto a la Formación Valdeteja, conforma la denominada “Caliza de Montaña”, que constituye los principales relieves calcáreos de la Zona Cantábrica. La Formación Barcaliente se encuentra formada por calizas *mudstone* micríticas oscuras/negras, fétidas, azoicas o con muy escaso contenido en bioclastos, bien estratificadas y con laminaciones finas microbiales. Estas calizas poseen cementos marinos y texturas de precipitación de calcita en medios sobresaturados en carbonato. Asimismo, en la Formación Barcaliente existen intercalaciones de niveles calciturbidíticos *packstone-grainstone* más claros, con fragmentos de calizas grisáceas y bioclastos (Fig. 7.6). En la parte media a superior de la unidad, en zonas internas de la Región de Picos de Europa, son frecuentes estos niveles de calciturbiditas, y se observan algunos niveles con sílex removilizado diagenéticamente, o incluso, texturas bioconstruidas. La parte superior de esta unidad suele presentar niveles de brechas intraformacionales (Julivert y Navarro, 1984; Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984), los cuales han sido denominados brecha del Porma (Reüther, 1977) en otros sectores de la Zona Cantábrica.



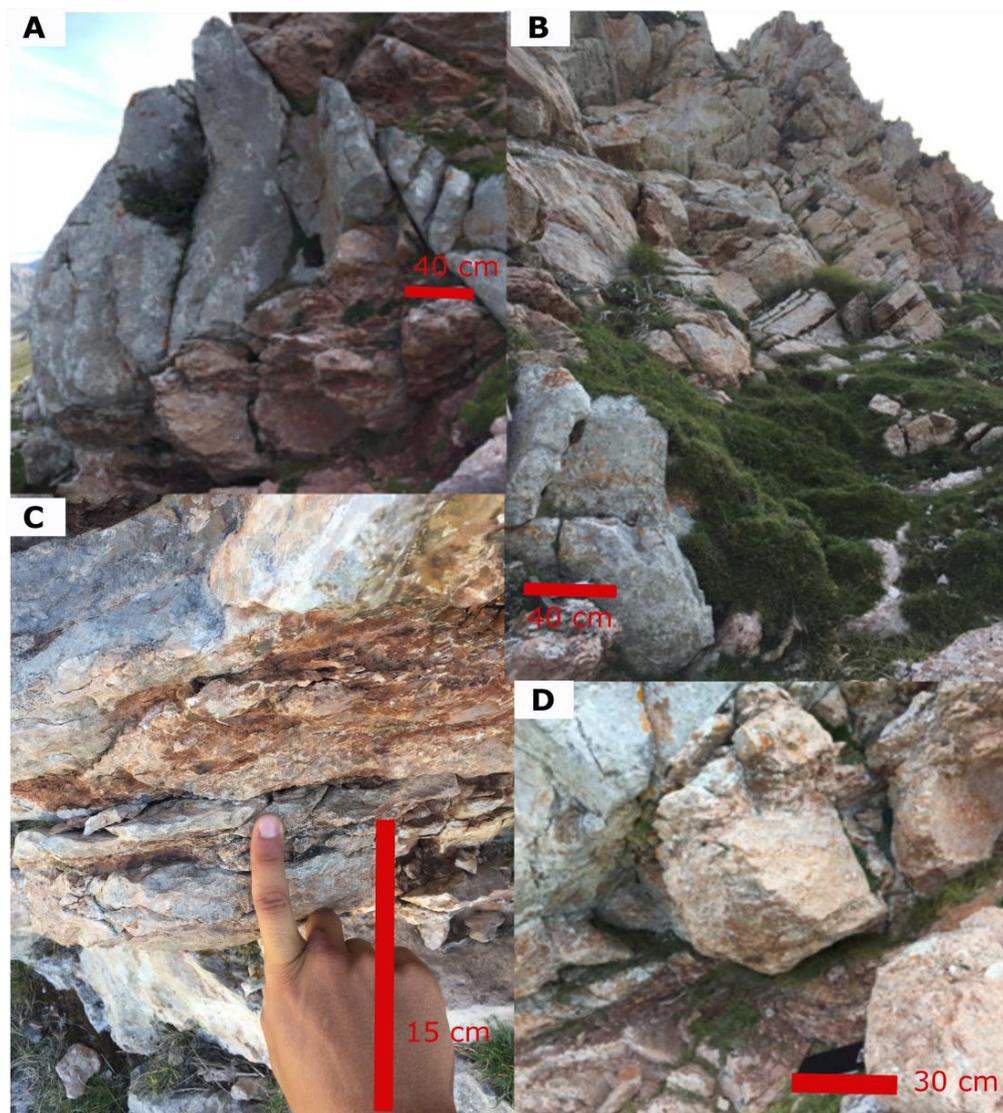


Figura 7.5.- Fotografías de campo de las calizas y margocalizas rojas nodulosas de la Formación Alba en diferentes localidades: A), B) y D) serie de la Mesa Cimera; C) serie de la ladera W del Pico Cortés, con facies afines al Miembro Canalón, pero con mayor abundancia de bioclastos.

En los alrededores de Puebla de Lillo, al norte de la Provincia de León, se han descrito dos términos distintos en el techo de esta Formación: (i) un tramo con pseudomorfo de evaporitas (González Lastra, 1978; Caldevilla, 2016) y (ii) el Miembro Señares (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012), a techo de las brechas del Porma, formado por calizas margosas grises laminadas, con espículas de esponjas, radiolarios y crinoideos, y algunos estratos gradados ricos en bioclastos (Eichmüller, 1986; Sanz-López *et al.*, 2010).

Los depósitos de esta unidad se interpretan como calizas de ambientes profundos, depositados en el fondo de una cuenca con circulación restringida y sobresaturada

en carbonato (Bahamonde *et al.*, 1997a). La Formación Barcaliente tiene una edad Serpukhoviense (Truyols Santonja, 1983) o Serpukhoviense- Bashkiriense inferior (Sanz-López *et al.*, 2016).

- **Formación Valdediezma.** Se trata de una unidad de definición reciente (Sanz-López *et al.*, 2016), si bien, fue anteriormente reconocida por Martínez-García (1978, 1981) y Martínez-García y Villa (1999). Está formada por calizas claras con niveles oolíticos, paquetes bioconstruidos microbiales y algares, calizas *mudstone-packstone*, calizas *grainstone* bioclásticas y *wackestone* con equinodermos. Posee una potencia estimada de entre 800 y 1200 m, y ha sido fundamentalmente definida con base en asociaciones fósiles de conodontos, braquiópodos y foraminíferos.

Sanz-López *et al.* (2016) describen la Formación Valdediezma a lo largo de cinco secciones situadas entre las localidades de Sotres y Bejes, en el Macizo Oriental de los Picos de Europa, en las que separan las siguientes litologías, entre las que existen cambios laterales de facies:

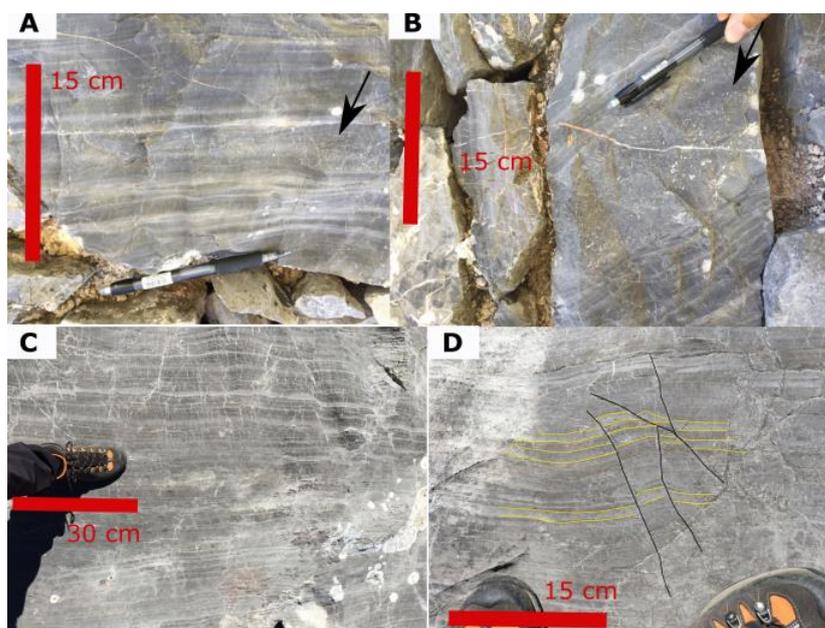


Figura 7.6.- Fotografías de campo de las calizas negras laminadas y calciturbiditas gradadas (flechas negras) con clastos de calizas grises de la Formación Barcaliente. A), B) y C) Aspecto típico de los afloramientos. D) Fracturación con pequeños desplazamientos en los niveles laminados y calciturbidíticos, sintectónica con estos depósitos.

- Sección de Sotres. La Formación Valdediezma se sitúa sobre las formaciones Las Portillas/Baleas u Oville, mediante un contacto tectonizado. Está formada por 90 m de calizas *mudstone* a *packstone*, con niveles *grainstone* intraclásticos y 4 m de calizas oscuras a negras bioclásticas a techo.
- Sección de Valdediezma. Se observan calizas bioclásticas, oolíticas y oncooidales, sobre las que se disponen niveles métricos de calizas *mudstone* microbiales y *wackestone*, en paquetes de 5-30 m, alternando con niveles *packstone* bioclásticos de pelmatozoos, de 2 a 5 m de potencia.
- Sección del Jitu l'Escarandi. Se observan calizas grises oscuras, anteriormente incluidas por Martínez-García *et al.* (1984) en las formaciones Barcaliente y Valdeteja, niveles métricos de *boundstone* algares alternando con capas *grainstone-packstone* bioclásticas y, a techo, niveles de calizas *mudstone* gris claro bioturbadas.
- Sección de Bejes. A muro presenta un tramo de 26 m de calizas rosáceas bioclásticas *grainstone* a *packstone* alternando con niveles *mudstone*. Sobre esta alternancia afloran 12 m de *wackestone* nodulosa a *mudstone* peloidal y 9 m de niveles *mudstone* a *wackestone*. Los últimos niveles son de la edad de la parte más alta de la Formación Alba. A techo, se disponen 400 m de calizas *boundstone* microbiales o algares con intercalaciones de calizas laminadas gris oscuro, similares a la Formación Barcaliente.
- Sección de Vegas de Sotres (Blanco-Ferrera *et al.*, 2008). Existe una serie localizada entre los dos miembros más altos de la Formación Alba, formada por 6,5 m de capas decimétricas de calizas bioclásticas gradadas, con interestratos de calizas nodulosas, que al Norte pasan lateralmente a 2-10 m de calizas *wackestone-grainstone* gris oscuro, con horizontes intraclásticos. También Blanco-Ferrera *et al.* (2008) distinguen facies afines a las anteriormente descritas intercaladas entre calizas de la Formación Barcaliente, en la zona de las Vegas de Sotres.

Según Sanz-López *et al.* (2016), en los alrededores de Sotres, donde tiene su máximo espesor la Formación Valdediezma, existe un hiato estratigráfico que ocupa desde el Bashkiriense medio hasta el Moscoviense medio. Tras esta interrupción, en el Myachkoviense superior (Moscoviense superior) se depositarían facies asignables al tramo superior de la Formación Picos de Europa (Bahamonde *et al.*, 2007), también denominadas anteriormente Capas de Pirué (Martínez-García y Villa, 1999). Estas capas aparecen representadas en el mapa de este estudio (Anexo I).



La Formación Valdediezma es interpretada por Sanz-López *et al.* (2016), como una pequeña plataforma carbonatada, de 26 km de largo y 6 km de ancho, nucleada entre el Viseense inferior y el Bashkiriense inferior-medio, con una potencia aproximada de 1200 m. La plataforma sería contemporánea con los 300 m del conjunto de depósitos pelágicos condensados de la Formación Alba y los depósitos de fondo de cuenca de la Formación Barcaliente. No obstante, estos autores no han aportado información sobre los taludes de la mencionada plataforma.

Puesto que existen relaciones cartográficas complejas entre las formaciones Alba, Barcaliente y Valdediezma en la zona de estudio, en el mapa y corte geológicos elaborados (Anexos I y II) se ha optado por asignarle tres colores diferentes a los tres modelos de afloramiento observados: (i) Formación Valdediezma directamente sobre la Formación Las Portillas, (ii) Formación Alba a muro de la Formación Valdediezma, presentando esta última intercalaciones y/o niveles de la Formación Barcaliente a techo, y (iii) Formación Barcaliente, con algunas facies afines a la Formación Valdediezma intercaladas.

- **Formación Valdeteja** (Winkler Prins, 1968; Wagner *et al.*, 1971). Se trata de una unidad litoestratigráfica que, a escala de la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica, tiene menor continuidad lateral que las anteriores unidades y potencias entre 100 y 350 m (Julivert y Navarro, 1984; Colmenero *et al.*, 2002; Fig. 7.2). Esta unidad está formada, principalmente, por calizas *boundstone* microbiales, masivas, en algunos casos *cement-stones* con más del 70% de cementos marinos tempranos y cementos botroidales, niveles de calizas laminadas *mudstone*, calizas margosas, margas intercaladas y calizas grises bioclásticas *wackestone* a *grainstone*. Las anteriores litologías pueden pasar lateralmente a brechas calcáreas pobremente clasificadas (Villa *et al.*, 2001; Bahamonde *et al.*, 2007; Bahamonde *et al.*, 1997b, 2000). En la base de la Formación pueden observarse niveles de calizas micríticas tableadas, en ocasiones bien estratificadas, con chert removilizado diagenéticamente, nódulos de hierro y manganeso y brechas con cantos de caliza y bioclastos (Villa y Martínez García, 1989) que reciben el nombre de Miembro Tableado de la Formación Valdeteja (Merino-Tomé *et al.*, 2014a). Dicha Formación se interpreta como una rampa carbonatada (Colmenero *et al.*, 2002), de edad Bashkiriense-Moscoviense inferior (Truyols Santonja, 1983) donde el Miembro Tableado corresponde a las facies de base de talud de esta rampa (Fig. 7.7). En el mapa geológico del Anexo I, la Formación Valdeteja se ha cartografiado conjuntamente con la Formación Picos de Europa, debido a la imposibilidad de separarlas por su aspecto masivo y similitud de facies.



- **Formación Picos de Europa** (Maas, 1974). Se trata de una unidad con extensión lateral restringida a la Unidad de Picos de Europa y sector N del Manto del Ponga. Su potencia media se encuentra entre los 750 y 1000 m (Merino-Tomé, 2004) (Fig. 7.2). En el mapa geológico (Anexo I), esta Formación ha sido representada en conjunto con la Formación Valdeteja, a techo del Miembro Tableado de Valdeteja. Según Bahamonde *et al.* (1997b, 2000), se distinguen dos asociaciones de facies dentro de estas calizas, agrupadas en zona interna y zona externa. La zona interna se describe como una sucesión de calizas *wackestone* bioclásticas, *packstone* a *grainstone* bioclásticas, oolíticas, intraclásticas y peloidales, y bioconstrucciones algares (tipo *boundstone*). Esta zona interna se interpreta como depósitos de ambientes marinos submareales someros abiertos. La zona externa circunda a la anterior y está formada por sucesiones de clinofomas que registran progradaciones del sistema, sobre todo en el Moscoviense, y agradaciones desde el Myachkoviense inferior al Kasimoviense (Bahamonde *et al.*, 2007). En la parte superior del talud clinoformal se observan calizas *boundstone* microbiales micríticas, con abundancia de cementos marinos tempranos, formando bioconstrucciones. La base del talud se constituye por brechas y calizas *rudstone* bioclásticas e intraclásticas, interdigitándose con niveles de espiculitas de esponjas silíceas y lutitas de ambientes de cuenca marina profunda, sobre las que prograda el sistema. Estas lutitas y depósitos de cuenca conforman el Miembro Inferior de Picos de Europa, son posteriores a los depósitos del Miembro Inferior de Valdeteja y contienen un mayor aporte terrígeno. Dada esta tipología y geometría de facies y asociaciones de facies, Bahamonde *et al.* (1997b, 2000, 2007) interpretan la unidad como una plataforma carbonatada de gran entidad, no bordeada, de techo plano y taludes con alta inclinación (32°), localizada en el margen continental pasivo de la cuenca de antepaís del Orógeno Varisco. Esta plataforma progradaría sobre depósitos de fondo de una cuenca marina, y sería coetánea a las sucesiones predominantemente deltaicas y turbidíticas de sectores más proximales y de mayor subsidencia de la Zona Cantábrica (Colmenero *et al.*, 1993). Puesto que la plataforma fue creciendo lateral y verticalmente, los límites de la unidad litoestratigráfica son diacrónicos, entre el Bashkiriense superior y el Moscoviense (Maas, 1974; Truyols Santonja, 1983; Truyols Santonja *et al.*, 1984). En la parte superior de la Formación Picos de Europa, la sucesión incluye depósitos cíclicos de techo de plataforma. Estos depósitos están integrados por calizas *boundstone* microbiales y de algas filoides (Villa *et al.*, 2015), calizas pseudonodulosas rojas, colores crema o grises, *mudstone* a *wackestone-packstone*,



y niveles *grainstone*, bioclásticas, con gran abundancia de crinoideos y braquiópodos (Fig. 7.7), en ocasiones de gran tamaño, y abundantes foraminíferos, incluyendo macroforaminíferos bentónicos como los fusulínidos. Estos niveles representan depósitos marinos someros y niveles de sedimentación condensada, generalmente posteriores a caídas en el nivel del mar. También existen niveles lateríticos relativamente extensos, superficies erosivas y cavidades rellenas por calizas brechificadas embebidas en una matriz rojiza, o por lateritas con esférulas de óxidos de hierro. Estas litologías y rasgos evidencian la existencia de paleokarsts asociados a caídas en el nivel del mar y exposición subaérea de las plataformas durante el Moscoviense superior-Kasimoviense (Merino-Tomé com. pers.) (Fig. 7.7), además de los ya conocidos períodos de exposición subaérea durante el Kasimoviense superior-Gzheliense y Permo-Triásico (Merino-Tomé *et al.*, 2009b). En la parte superior de la Formación Picos de Europa también existen niveles con calizas grises, bioclásticas a micríticas, y espiculitas silíceas, que generan nódulos de chert diagenéticos, con cierta similitud a los depósitos de pie de talud del Miembro Tableado de Valdeteja. No obstante, estos niveles datan del Podolskiense (Merino-Tomé com. pers.) (Fig. 7.7). Estas calizas, por tanto, se corresponden con niveles transgresivos de inundación de la plataforma. Igualmente, otras facies de calizas *boundstone* micríticas, propias de ambientes profundos sub-fóticos, descritas por Bahamonde *et al.* (2000, 2007) y Cózar *et al.* (2007), registran inundaciones del techo de la plataforma por rápido aumento de la subsidencia.

Algunos afloramientos de la parte superior de la Formación Picos de Europa se localizan en las Vegas de Ándara y la Sierra de Juan de Cuadra. Asimismo, existe otro afloramiento, en las inmediaciones de Sotres, donde Martínez-García y Villa (1999) observaron calizas pseudonodulosas, niveles retrabajados con intraclastos y fusulínidos de edad Myachkovskiense superior.

Como ya se indicó arriba, en la zona estudiada, resulta complejo separar la Formación Valdeteja de la Formación Picos de Europa, puesto que, en el interior de la Región de Picos de Europa, las plataformas carbonatadas se amalgaman y no aparece el Miembro Inferior de Picos de Europa separando estas formaciones. Así, en el interior de la Región de Picos de Europa, solamente se observa el Miembro Tableado de Valdeteja en la base del espeso paquete calcáreo compuesto por las dos formaciones.



7.1.3. Sucesión del Carbonífero terminal

Esta sucesión está compuesta por formaciones con distribución espacial limitada y afloramientos diseminados por la zona estudiada. En muchas ocasiones, estos depósitos presentan *growth-strata*, discordancias progresivas, discordancias angulares y variaciones de potencia relacionadas con su acomodación en la cuenca de antepaís y/o su proximidad con las estructuras con las que están relacionados, lo que evidencia la simultaneidad de su depósito con la deformación compresiva varisca. Esta sucesión está formada por carbonatos y materiales siliciclásticos de edad de Moscoviense superior (Myachkoviense) a Gzheliense y se interpreta como un conjunto de depósitos sinorogénicos variscos que a su vez son sintectónicos con el emplazamiento de las unidades del Ponga y Picos de Europa (Maas, 1974; Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987). Estos depósitos estarían relacionados con la cuña de techo o *wedge-top* de cuencas transportadas o tipo *piggy-back* (Merino-Tomé, 2004; Merino-Tomé *et al.*, 2007).

- **Formación Llacierias** (Martínez-García y Villa, 1999). Se trata de una unidad formada por calizas margosas oscuras, depósitos clásticos carbonatados, calizas *bafflestone/boundstone* algares y calizas *wacketone*, *packstone-grainstone* bioclásticas, con una potencia de hasta 190 m (Figs. 7.2 y 7.8). Esta unidad ha sido datada como Kasimoviense inferior (Krevyakiniense superior y Khamovnikiense) mediante fusulínidos, aunque es diacrónica, encontrándose los depósitos más antiguos al Norte y los más modernos al Sur (Merino-Tomé *et al.*, 2009b; Villa *et al.*, 2015). La Formación Las Llacierias es más antigua que la Formación Puentellés (Dorogomiloviense, Kasimoviense superior), también de naturaleza calcárea, que aparece restringida a la zona N de la Unidad de Picos de Europa y con la que a veces puede confundirse (Merino-Tomé *et al.*, 2009a). Según Merino-Tomé *et al.* (2009b), en la Formación Llacierias se distinguen asociaciones de facies de dos tipos:
 - a) Asociaciones de facies de mar bajo (LST): son depósitos clásticos calcáreos de brechas, conglomerados y calciturbiditas, con cantos y granos tamaño arena de cuarzo e intercalaciones de pizarras negras con alto contenido en materia orgánica.
 - b) Asociaciones de facies de mar alto (HST y TST): están formadas por carbonatos autóctonos, con litofacies de aguas someras e indicios de exposiciones subaéreas.



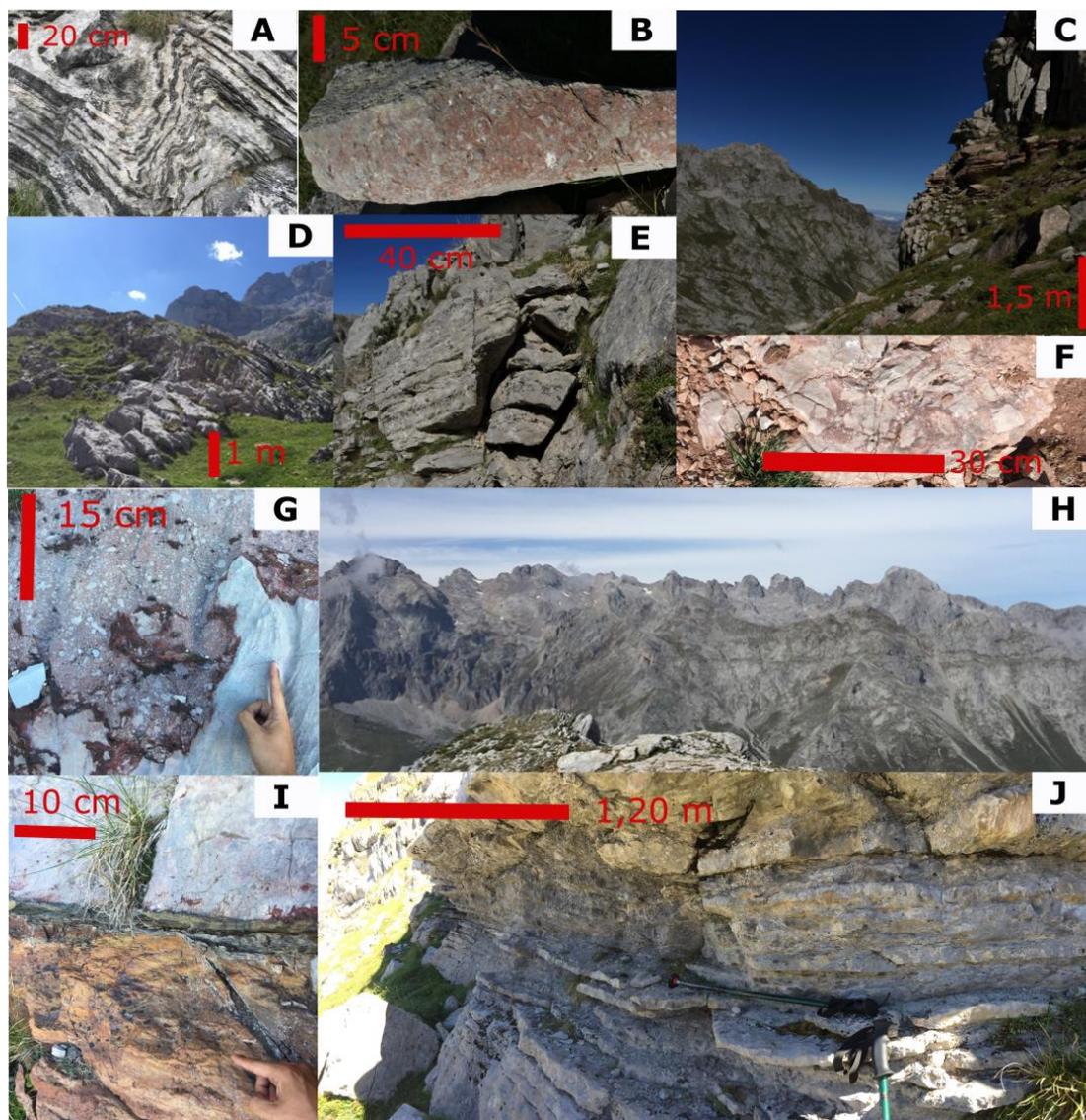


Figura 7.7.- Fotografías de campo del Miembro Inferior de la Formación Valdeteja y la parte superior de la Formación Picos de Europa. A) Bandeado de chert, Miembro Tableado de Valdeteja). B) y C) Detalle y vista general de calizas rojas bioclásticas, parte alta de la Formación Picos de Europa. D) y E) Calizas grisáceas con chert de un nivel transgresivo, parte alta de la Formación Picos de Europa. F) y G) Brechas de matriz rojiza y cantos de calizas gris claro, rellenando cavidades de exposición subaérea y karstificación de la plataforma. H) Niveles lateríticos en los Cuetos de Juan de Cuadra (Formación Picos de Europa). I) Laterita sobre un paleokarst, con calizas pseudonodulosas rojizas a techo (Formación Picos de Europa). J) Niveles margosos y calizas wackestone-packstone, facies de techo de plataforma, parte superior de la Formación Picos de Europa.

Asimismo, Villa *et al.* (2015) diferencian tres secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades, que son las siguientes:

- i. *Secuencia inferior.* Tiene 90 m de potencia, es discordante sobre una superficie karstificada desarrollada sobre la Formación Picos de Europa y

presenta lentejones de brechas calcáreas en su base. Sobre la superficie erosiva y las brechas se disponen 13 m de calizas *wackestone* y *packstone* fosilíferas nodulares oscuras, calizas *rudstone* y *floatstone* oncoidales, con intercalaciones de *boundstones* de *chaetetidos* y *syringopóridos*, y *bafflestones* de *Anthracooporella* y algas filoides. A techo, se disponen tres paquetes decamétricos de *wackestones* bioclásticas masivas oscuras, separadas por intervalos métricos bien estratificados de margas oscuras, con alto contenido fosilífero, y *wackestones* nodulares oscuras.

- ii. *Secuencia intermedia*. Tiene 25 m de potencia y está truncada por cabalgamientos. Los 8 m inferiores están constituidos por *rudstones* y *grain-packstones* intraclásticas, bioclásticas y detríticas gradadas, en capas tabulares decimétricas, alternando con margas oscuras. La parte superior de la secuencia está formada por *mud-wackestones* nodulares grises/oscuras, *bafflestones* algares y *boundstones* microbiales masivas.
- iii. *Secuencia superior*. Tiene 20 m de potencia y edad Khamovnikiense superior. Se sitúa sobre una superficie erosiva penetrativa e irregular, cubierta por brechas y conglomerados calcáreos, con algunos cantos cuarcíticos. Por encima aparecen limolitas y lutitas margosas oscuras, con restos de plantas. A techo, se disponen *wackestones* y *pack-grainstones* fosilíferas, con *bafflestones* algares de *dasycladáceas* y algas filoides intercaladas.

Lateral y verticalmente, la Formación Las Llacierias se interdigita y pasa gradualmente a las pizarras negras con nódulos de siderita y niveles de brechas calcáreas y calciturbiditas de la Formación Áliva.

Merino-Tomé *et al.* (2009b) y Villa *et al.* (2015) interpretan la Formación Las Llacierias como un conjunto de pequeñas plataformas carbonatadas, aisladas, y nucleadas sobre paleoaltos originados por cabalgamientos subcutáneos. Durante el emplazamiento de estas estructuras se produciría una elevación tectónica que, consecuentemente, instauraría condiciones de aguas someras. No obstante, existe discusión al respecto, puesto que la edad de la Formación Llacierias es coetánea con el emplazamiento de la Unidad del Ponga. Esta coincidencia de edad implicaría la presencia de cabalgamientos ciegos por delante del frente orogénico, de los que no existen evidencias. Además, también se contempla otra posible interpretación, en la que los paleoaltos se originarían por fallas normales desarrolladas en el *forebulge* de la plataforma de Picos de Europa, como respuesta en el antepaís al levantamiento cercano de la Unidad del Ponga, en el tránsito hacia



las condiciones de surco o *foredeep*, que se producirían cuando la deformación alcanzase a esta unidad.

- **Formación Áliva** (Maas 1974). Ésta es una unidad siliciclástica contemporánea con la parte superior de la Formación Picos de Europa y la Formación Las Llacierias, de edad Moscoviense superior-Kasimoviense inferior (Merino-Tomé, 2004; Merino-Tomé *et al.*, 2009a, b). Esta Formación, de 450 m de potencia aproximada, aflora tanto en la Unidad Frontal de Picos de Europa, bajo la Formación Lebeña, como en la Unidad Central. La unidad litoestratigráfica ha sido dividida por Merino-Tomé *et al.* (2009a) en secuencias deposicionales, cada una de las cuales posee dos partes bien diferenciadas:

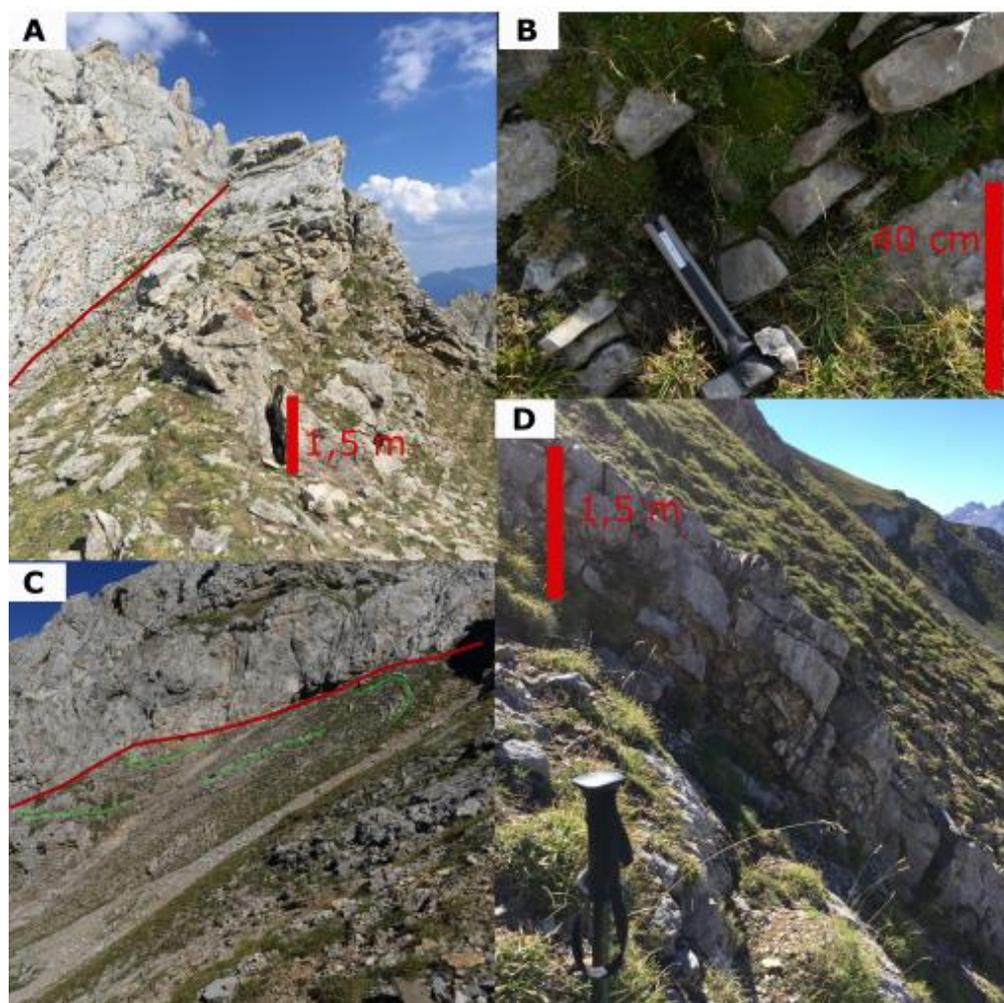


Figura 7.8.- Fotografías de campo de las calizas de la Formación Las Llacierias. A) y B) vista general de afloramiento y detalle de calizas oscuras bioclásticas en la Horcada del Jierru. C) y D) vista general del afloramiento y detalle de esta unidad en la canal de Jidiellu. En todos los ejemplos, la Formación Las Llacierias está cobijada bajo la Formación Picos de Europa mediante una falla.

- a. La parte inferior consiste en depósitos calcáreos clásticos, tales como olistostromos, megabrechas y brechas, con intervalos de pizarras oscuras. Esta parte se interpreta como depósitos turbidíticos de ambientes profundos, y *aprons* de talud destructivo, tipo megadeslizamiento (Galloway, 1998), procedentes de las plataformas de las formaciones Picos de Europa y Las Llacierias.
 - b. La parte superior consiste en una gruesa cuña lutítica con escasas intercalaciones clásticas, de litoclastos y bioclastos calcáreos, generados en aguas someras adyacentes. Esta parte es interpretada como un talud lutítico progradante, que se surtía de material terrígeno procedente de los sistemas deltaicos de la Unidad del Ponga, situada al Oeste. También existen depósitos calciturbidíticos en los surcos de los taludes, procedentes de los paleoaltos submarinos, donde se nucleaban las rampas carbonatadas de la Formación Llacierias.
- **Formación Lebeña** (Maas, 1974). Se trata de una unidad fundamentalmente siliciclástica, con niveles calcáreos clásticos. Su edad es Kasimoviense superior (Dorogomiloviense)-Gzheliense inferior (Dobryatiniense) (Merino-Tomé *et al.*, 2009a) y posee una potencia de aproximadamente 300 m. Esta Formación es sintectónica con el emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa y se dispone discordante sobre la sucesión pretectónica, y/o sobre los depósitos sintectónicos de la Unidad del Ponga, constituidos por las formaciones Áliva y Llacierias (Fig. 7.2). Los principales afloramientos de esta unidad se localizan en la Unidad Frontal de Picos de Europa, aunque existen términos equivalentes en la Unidad Central (Marquínez, 1978). La Formación Lebeña está compuesta por tres secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades, en cada una de las cuales se diferencian dos partes (Merino-Tomé *et al.*, 2009a).

La parte inferior se caracteriza por conglomerados, brechas, calciturbiditas, areniscas cuarcíticas y líticas, lutitas y olistolitos, interpretadas como sistemas de fan-deltas, turbiditas y base de talud destructivo (Fig. 7.9). La parte superior, está caracterizada por lutitas oscuras, interpretadas como facies de talud y cuña prodeltaica.

En la Canal de San Carlos, situada en el Macizo Oriental de Picos de Europa y muy cerca del área de este estudio, se puede observar la base de la Formación Lebeña. Está formada por 300 m de conglomerados, denominados Conglomerados de San Carlos por Maas (1974), que pasan lateralmente a areniscas y lutitas. Esta



serie se interpreta como el frente y prodelta de un fan-delta, alimentado por materiales de la Unidad Central de Picos de Europa (Merino-Tomé, 2004). Debido a la procedencia de los materiales depositados en el fan-delta, existiría una subsecuente exposición a la erosión de la serie paleozoica previa a la Formación Lebeña por el emplazamiento de unidades cabalgantes próximas (Merino-Tomé *et al.*, 2009a).

En el área de Ándara, localizada en el Macizo Oriental de Picos de Europa, se distinguen conglomerados calcáreos, con litologías y edades procedentes de todas las calizas de la Unidad de Picos de Europa, e intercalaciones de litarenitas. Estos depósitos forman un sistema de fan-delta que prograda sobre superficies karstificadas de las formaciones Picos de Europa, Llacierias y Áliva (Merino-Tomé, 2004; Merino-Tomé *et al.*, 2009a). Este fan-delta quedó cubierto por carbonatos autóctonos, que marcan el hundimiento del sistema en el Kasimoviense superior. También, en el área de Covadonga, situado en el Macizo Central de Picos de Europa, los depósitos de esta Formación se interpretan como fan-deltas y abanicos aluviales de pequeñas cuencas marinas compartimentadas (Merino-Tomé *et al.*, 2009a).

A escala regional, además de la Formación Lebeña que aflora en la parte frontal y central de los Picos de Europa, existen sucesiones sinorogénicas variscas, sintectónicas con el emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa, que tienen edades similares y que afloran en áreas próximas. Así, en el sector de Gamonedo-Cabrales-Panes se encuentran también unidades litoestratigráficas coetáneas a la Formación Lebeña, como las formaciones Puentellés y Cavandi, pero también otras anteriores, como las formaciones Gamonedo y Demúes. Finalmente, en la Unidad Pisuerga-Carrión, se encuentran unidades litoestratigráficas equivalentes a la Formación Lebeña y que, como esta, aparecen vinculadas al emplazamiento de la Unidad de Picos de Europa. Este es caso del Grupo Remoña (Rodríguez-Fernández y Heredia, 1987) que orla el cabalgamiento frontal de la Unidad de Picos de Europa en su parte sur.

7.2. Cobertera Permo-Mesozoica.

En el área de estudio, aparte de las litologías anteriormente descritas, existen rocas relacionadas con el inicio del Ciclo Alpino, en su etapa pre-orogénica. Estos depósitos se encuentran discordantes sobre el Paleozoico Pre-Pérmico y están menos deformados. En la zona de trabajo, existe un afloramiento de rocas relacionadas con el colapso extensional del Orógeno Varisco y series ligadas al primer evento *sinrift* Mesozoico (Triásico).



Según García-Espina (1997), la sucesión de la Cuenca Vasco-Cantábrica relacionada con los eventos extensionales alpinos, se divide en cuatro unidades:

- i. Depósitos basales continentales Permo-Triásicos, vinculados al primer episodio de *rift*, con una subsidencia controlada por fallas que compartimentaban las cuencas.
- ii. Depósitos marinos intermedios del Jurásico inferior, generados en un período de calma y subsidencia termal regional.
- iii. Depósitos marinos y continentales superiores, del Jurásico superior-Cretácico inferior, acumulados en un segundo episodio de *rifting*, con cuencas muy subsidentes, que dieron lugar a elevados espesores de serie.
- iv. Serie terminal preorogénica, con depósitos marinos del Cretácico superior, pertenecientes a un período de subsidencia termal regional con inicios de inversión tectónica.

De todas estas unidades, en la zona estudiada, solamente se distinguen depósitos continentales del Pérmico y Triásico.

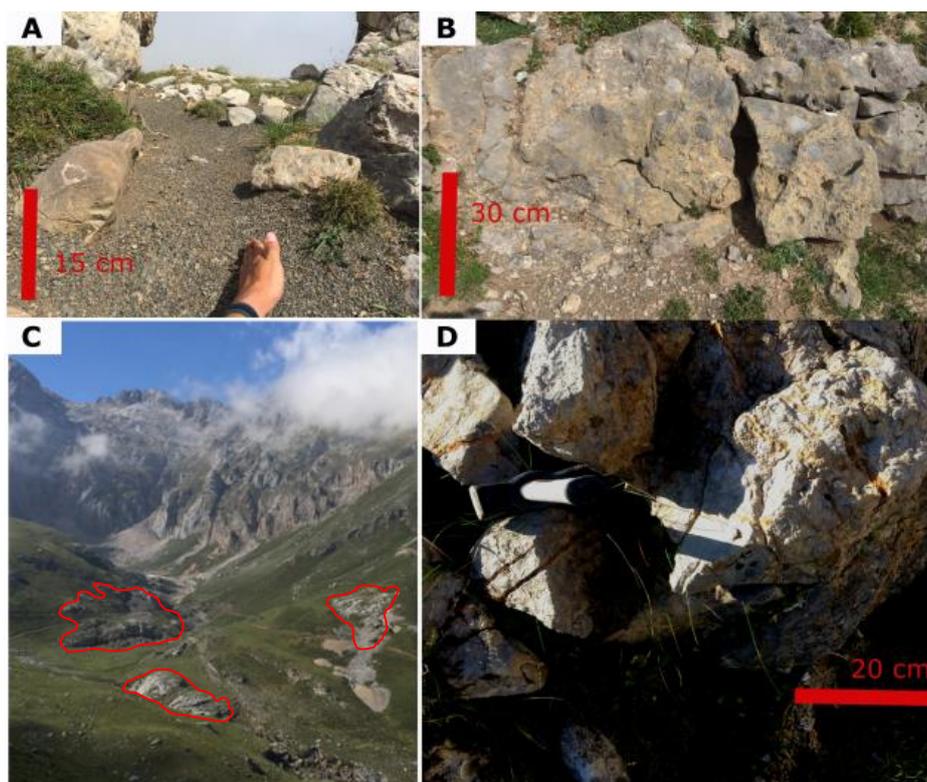


Figura 7.9.- Fotografías de campo del aspecto de la Formación Lebeña en el área de trabajo. A) Limolitas, lutitas y areniscas líticas entre cuerpos de brechas calcáreas. B) y D) Brechas calcáreas con cemento amarillento y clastos de calizas. C) Olistolitos calcáreos procedentes de la destrucción de las plataformas carbonatadas durante el avance del frente orogénico. Parte alta del Valle del Duje (Puertos de Áliva).

Pérmico y Triásico.

Tradicionalmente, en la Cordillera Cantábrica los depósitos del Pérmico y Triásico se han agrupado como permotriásicos ante la imposibilidad de separarlos. Esto era debido a que su litología y aspecto es muy similar y a la escasez de datos de edad. Por estas razones, se realizaron, de forma independiente, estudios de estas unidades en distintos sectores geográficos, lo que propició que se definieran diferentes unidades litoestratigráficas en los afloramientos situados en Asturias, Cantabria o Palencia (Suárez-Rodríguez, 1988; García-Mondéjar *et al.*, 1986, 1989; Robles *et al.*, 1987; Martínez-García, 1990; Robles y Pujalte, 2004, entre otros). Las distintas unidades descritas tienen carácter local y edades diferentes, muchas veces incorrectas, lo que dificulta su correlación (Martínez-García, 1991a, b; Gand *et al.*, 1997; Martínez-García *et al.*, 2001). Gracias a nuevas aportaciones de datos paleontológicos, radiométricos y estudios detallados cartográficos y estratigráfico-sedimentológicos, López-Gómez *et al.* (2002, 2019) han simplificado el número de formaciones y se han reasignado edades, con nuevos significados tectonoestratigráficos para los sedimentos de esta edad. Siguiendo los criterios de estos últimos autores, en la zona estudiada se distinguen las siguientes unidades:

Pérmico

Formación Sotres (Martínez-García, 1981). Esta unidad se sitúa discordantemente sobre el basamento varisco o sobre unidades pérmicas más antiguas de zonas próximas (Formación Acebal, que contiene intercalaciones volcánicas) (López-Gómez *et al.*, 2019). Según Martínez-García (1981) y Wagner y Martínez-García (1982), la Formación Sotres está formada de muro a techo por un paquete de hasta 20 m de lutitas oscuras, al que siguen unos 80 m de calizas gris-oscuras muy bien estratificadas, que culminan con 4 metros de dolomías ferruginosas. Por encima de este paquete carbonatado aparece una alternancia rojo-verdosa de margas y lutitas con intercalaciones areniscosas hacia techo, que en su conjunto tiene unos 40 m de espesor. La parte superior comienza con unos conglomerados calcáreos de matriz rojiza que dan paso a una alternancia verde-rojiza de areniscas, lutitas y conglomerados, los cuales se van haciendo más silíceos hacia techo, alcanzando los 100 m de espesor. Para este autor la Formación Sotres tendría unos 250 m de espesor.

Según López-Gómez *et al.* (2019), el espesor de esta Formación es de solo 134 m en su localidad tipo, en los alrededores de Sotres, que es la misma sección estudiada por Martínez-García (1981). Consiste para estos autores en una parte inferior de lutitas, areniscas de grano fino a medio, de color negro, con laminación y estratificación cruzada, presentando algunos niveles de conglomerados calcáreos angulosos, también con estratificación cruzada. Esta serie pasa a techo a capas carbonatadas laminadas y bioconstruidas, con una marcada superficie kárstica en su parte superior. La asociación de estas facies se interpreta como



pequeños sistemas fluviales *braided*, con llanuras de inundación limo-arcillosas, que resultaron cubiertos por lagos con producción carbonatada, posteriormente expuestos subaéreamente. A partir del primer nivel de conglomerados descritos por Martínez-García (1981), el resto de la serie tendría una edad triásica, existiendo por debajo de este nivel de conglomerados una discordancia de bajo ángulo. Esta sucesión representa los primeros indicios de pequeñas cuencas, desconectadas entre sí y generadas por el rejuego extensional de algunas estructuras variscas y tardi-variscas al final del Pérmico inferior (Kunguriense) (López-Gómez *et al.*, 2019). La sucesión también evidencia una karstificación a escala de la cuenca, debido a una interrupción de la sedimentación hasta el Triásico Medio.

Triásico

Formación Cicera (López-Gómez *et al.*, 2019). Es una unidad con importantes variaciones laterales de espesor, desde 40 m en Sotres hasta 180 m en las proximidades de su localidad tipo. La Formación cubre discordantemente a las unidades Pérmicas anteriores, o se dispone sobre el basamento Paleozoico. Esta unidad coincide con la descripción clásica realizada por García-Mondéjar *et al.* (1986) y Robles y Pujalte (2004) de las “Facies Buntsandsein” Triásicas.

Según López-Gómez *et al.* (2019), la unidad se compone de areniscas rojas de grano fino a grueso con estratificación cruzada, más abundantes en el tramo inferior de la serie, alternando con lutitas rojas y negras e intercalaciones de delgados niveles de conglomerados con cantos redondeados, mayoritariamente silíceos, aunque pueden aparecer cantos carbonatados angulosos o subangulosos, más abundantes hacia la base. Dichos conglomerados están pobremente estratificados con algunas estratificaciones cruzadas. A techo existen niveles de margas, calizas con ripples y laminaciones y areniscas con grietas de desecación. Esta unidad ha sido erróneamente considerada Pérmico, conllevando correlaciones erróneas (Wagner y Martínez-García, 1982; Martínez-García, 1991a, b; Mamet y Martínez-García, 1995; Martínez-García *et al.*, 2001; Gand *et al.*, 1997). Según López-Gómez *et al.* (2019), esta Formación posee una edad Triásico Medio (Anisiense superior-Carniense medio) y mayor distribución geográfica que las unidades Pérmicas.

La sucesión mencionada se interpreta, de muro a techo, como: (i) sistemas de abanicos aluviales proximales a los bordes de la cuenca, (ii) un sistema fluvial *braided* mixto en el que aumentan los depósitos de llanura de inundación a techo y, (iii) una transición al ambiente marino somero registrado por la suprayacente Formación Rueda, que no aflora en la zona de estudio, con “Facies Muschelkalk”, suponiendo la primera incursión marina Mesozoica en la cuenca (López-Gómez *et al.*, 2019). Los depósitos de la Formación Cicera y su distribución evidencian que, después de un hiato de 30 millones de años en la sedimentación, en el Triásico medio-superior existían cuencas sedimentarias más grandes que las Pérmicas, aunque



aún compartimentadas. Estas cuencas estaban enmarcadas en un contexto tectónico extensional, donde la sedimentación estuvo controlada por fallas que causaron importantes variaciones de espesor y preservaron la sucesión completa del Triásico solo en los depocentros de las cuencas más subsidentes, situadas más hacia el Este (García-Espina, 1997; Robles y Pujalte, 2004, López-Gómez *et al.* 2002).

8. ESTRUCTURA

La Unidad de Picos de Europa, en la que se enmarca este estudio, presenta una estructura integrada por elementos relacionados con diferentes eventos tectónicos que se han sucedido a lo largo de la historia de la región. Así, en la bibliografía se menciona la existencia de estructuras relacionadas con los ciclos Varisco y Alpino, que se describen a continuación.

Estructuras variscas

La sucesión Paleozoica Pre-Pérmica de la Unidad de Picos de Europa está repetida por una serie de cabalgamientos, con dirección E-O y vergencia S (Marquínez, 1978, 1989; Farias, 1982; Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994). Estos cabalgamientos forman un sistema imbricado emplazado hacia el S-SO, sobre la unidad de Pisuerga-Carrión y sobre la Unidad del Ponga por el O y SO (Farias y Heredia, 1994). El desarrollo de este sistema imbricado de cabalgamientos implica un acortamiento estimado, sin tener en cuenta el de la Cuenca de Gamonedo-Cabrales situada al N, de aproximadamente el 60%, que se corresponde con un desplazamiento acumulado en dirección NNE-SSO de unos 60 km (Farias y Marquínez, 1991), y 70 km teniendo en cuenta el desplazamiento mínimo de esta unidad sobre la del Pisuerga-Carrión (Merino-Tomé *et al.*, 2009a).

El imbricado de cabalgamientos converge en un cabalgamiento basal, subhorizontal o suavemente basculado al N en su parte sur y fuertemente inclinado en ese mismo sentido en su parte más septentrional (Marquínez, 1989; Farias y Heredia, 1994). En su mayor parte, los cabalgamientos despegan en la base de Formación Alba (Farias, 1982; Marquínez, 1989). Sin embargo, hacia el N, el nivel de despegue desciende hasta la base de la Formación Láncara (Farias, 1982; Marquínez, 1989; Merino-Tomé *et al.*, 2009a). También existen otros niveles de despegue de los cabalgamientos en la base de la Formación Barcaliente, en el Miembro Tableado de la Formación Valdeteja y en el Miembro Inferior de la Formación Picos de Europa (Farias, 1982; Merino-Tomé, 2004). Los cabalgamientos del imbricado, desde el Sur hacia el Norte, aumentan también de inclinación, llegando a estar invertidos al N del Cabalgamiento del Saigu. Esto es compatible con un emplazamiento en secuencia de propagación *forward*, aunque también existen cabalgamientos fuera de secuencia (Merino-Tomé *et al.*, 2009a). En el borde occidental de la Unidad de Picos de Europa, se aprecia un



desarrollo complejo de la secuencia de emplazamiento, debido a la presencia de retrocabalgamientos con sentido de desplazamiento hacia el NNE (Merino-Tomé, 2004), que coinciden con la zona en que esta unidad ha tenido que superponerse a la Unidad del Ponga, previamente emplazada.

En cuanto a la cronología del emplazamiento de las diferentes láminas cabalgantes de esta región, Marquínez (1978) establece que los eventos de deformación tuvieron lugar en el Kasimoviense, más tarde que en el resto de la ZC, por la edad de los depósitos sintectónicos de la Formación Lebeña. Heredia *et al.* (1990) y Rodríguez-Fernández *et al.* (2002) concretan su emplazamiento entre el Estefaniense B y el C (Kasimoviense superior-Gzheliense inferior), a partir de la edad de los depósitos sintectónicos del Grupo Remoña de la Unidad de Pisuerga-Carrión. Esta edad también fue obtenida por Merino-Tomé (2004) y Merino-Tomé *et al.* (2009a) con base en los materiales sintectónicos presentes dentro de la Unidad de Picos de Europa.

Dentro de la Unidad de Picos de Europa se han realizado diversas subdivisiones que constituyen unidades cabalgantes de menor rango:

- Marquínez (1978) separa, en la zona SE de Picos de Europa, la Unidad Frontal, la Unidad de Tesorero-Agero y la Unidad Compleja de Lechugales.
- Farias (1982), en el sector central de Picos de Europa, diferencia cuatro unidades: Unidad Frontal, Unidad de Peña Santa, Unidad Compleja Central y Unidad Norte.
- Marquínez (1989), utiliza características estructurales y estratigráficas para diferenciar tres unidades en toda la región: Láminas de Gamonedo-Panes, Imbricado Principal de Picos de Europa y Láminas Frontales.
- Merino-Tomé (2004) y Merino-Tomé *et al.* (2009a) distinguen tres unidades en la región de Picos de Europa que tienen gran afinidad con las diferenciadas por Marquínez (1989):
 - 1- Unidad de Gamonedo-Cabrales-Panes. Coincidente con las Láminas de Gamonedo-Panes de Marquínez (1989). Está limitada al N por la Unidad del Ponga y al Sur por el Cabalgamiento del Saigu, que coincide con el límite Sur la Unidad Norte de Farias (1982). El nivel de despegue se sitúa en el Cambro-Ordovícico y contiene afloramientos de depósitos sinorogénicos de edad Myachkoviense-Gzheliense, siliciclásticos y carbonatados, con discordancias internas, y estratos de crecimiento *growth-strata*, relacionados tanto con el emplazamiento de la Unidad del Ponga como con la de Picos de Europa.
 - 2- Unidad Central. Se corresponde con el Imbricado Principal de Marquínez (1989), e incluye las unidades Compleja Central y de Peña Santa de Farias



(1982) y las unidades Compleja de Lechugales y Tesorero-Agero, de Marquínez (1978). La unidad se encuentra limitada al Sur por el Cabalgamiento de Peña Santa (Farias, 1982). El despegue se sitúa en la base del Carbonífero, en las formaciones Alba y Vegamián y contiene pequeños afloramientos de materiales sintectónicos.

- 3- Unidad Frontal. Correspondiente con las Láminas y/o unidades Frontales de Marquínez (1978, 1989) y Farias (1982). Está limitada al S por el Cabalgamiento Frontal de Picos de Europa. En ella se localizan grandes y gruesos afloramientos, de hasta 800 m de potencia, de materiales sintectónicos.

El área de este estudio incluye la parte norte de la unidad 3, la unidad 2 y una pequeña parte del borde S de la unidad 1, todo ello en el sector E de la región de Picos de Europa.

Red de fallas tardi-variscas

En la Unidad de Picos de Europa se han descrito fallas oblicuas al trazado de las escamas variscas, con dirección NO-SE a ONO-ESE (Marquínez, 1978, 1989; Aller *et al.*, 2004). Estas fallas, según los autores previos, cortan a los cabalgamientos variscos y a sus pliegues asociados. Asimismo, presentan en ocasiones un largo trazado, afectando tanto a la Unidad de Picos de Europa como a unidades adyacentes del Ponga y Pisuerga-Carrión, pero en otras se presentan en forma de enjambres de fallas sin demasiada continuidad. La mayoría de estas fallas son subverticales o están fuertemente inclinadas al NE, con componente principal de movimiento de *strike-slip* dextro y cierta componente inversa (Marquínez, 1978). En ocasiones se aprecia también salto normal o una gran componente inversa debido a rejuegos posteriores (Merino-Tomé, 2004). Las características anteriormente mencionadas son similares a las de la Falla de Ventaniella (Fig. 6.3), la cual también es probablemente tardi-varisca, denominación que fue propuesta por Arthaud y Matte (1975). Además, estos sistemas de fallas presentan abundantes bifurcaciones y husos, y suelen estar asociadas a trituración, brechificación, silicificación, dolomitización e incluso mineralización de las rocas circundantes (Mateos-Herrero, 2017).

Estructuras del Ciclo Alpino

Existen fallas normales e inversas, cuyo movimiento puede deberse a la reactivación de fallas previas o tratarse de fallas nuevas, que se superponen a las anteriores estructuras. Estas estructuras son de alto ángulo y orientación E-O y están relacionadas con el Ciclo Alpino (Pulgar *et al.*, 1999; Merino-Tomé, 2004). Las fallas inversas alpinas de alto ángulo se han estudiado en algunas zonas de la Cordillera Cantábrica, donde se han relacionado con un despegue común y profundo para ellas (Alonso *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000), sin embargo, estas fallas no están bien caracterizadas en la Unidad de Picos de Europa. También se ha documentado el basculamiento de las estructuras variscas, causado por las alpinas (Bastida *et al.*, 2004).



8.1. Resultados y discusión

8.1.1. Familias descriptivas de estructuras

Tras analizar la información obtenida en el campo, el corte y mapa geológicos (Anexos I y II) y teniendo en cuenta el contexto geológico regional, en la zona de trabajo se pueden distinguir una serie de grupos de estructuras con características geométricas, topológicas y cinemáticas propias y diferentes entre sí.

(1) Cabalgamientos de trazado sinuoso

La distinción de los cabalgamientos con trazado sinuoso en el campo es generalmente difícil, debido a que siempre suelen afectar a calizas del Carbonífero superior, que ocupan la mayor parte del área de estudio y tienen una gran homogeneidad de aspecto. En la mayoría de casos, para esta distinción es necesario un trabajo cartográfico de detalle, estudiando la sucesión estratigráfica y apoyándose en datos bioestratigráficos. En cambio, esta distinción es más fácil cuando aparecen unidades sinorogénicas siliciclásticas cobijadas por dichos cabalgamientos o cuando aparece la Formación Alba en su base, lo que permiten su fácil reconocimiento en fotografía aérea u observando el paisaje.

Estos cabalgamientos presentan un gran paralelismo o leve oblicuidad respecto a las formaciones estratigráficas pre-pérmicas presentes en el área y su sinuosidad se debe su bajo buzamiento, comparado con el resto de familias de fallas. Además, en algunas localidades, se puede apreciar que han sufrido deformación posterior, e incluso plegamiento, existiendo una variabilidad de orientaciones mayor que en el resto de familias de estructuras. Atendiendo a este último aspecto, se han tomado medidas de las superficies de cabalgamiento en el sector O y el E del Valle del Duje, observando que la misma superficie que posee buzamientos al NO en su ladera occidental, buza hacia el SE en su ladera oriental (Fig.8.1). Esto implica que las superficies están deformadas por pliegues con ejes de dirección NE-SO, dirección similar a algunos pliegues variscos observados. En las inmediaciones de los puertos de Áliva también se observan cambios en la inclinación de las capas que se encuentran en rellano de bloque superior sobre el cabalgamiento del Cortés. Estas capas pasan de buzamientos hacia el NO, al O del río, a buzamientos hacia el ENE, al E del curso fluvial.

Los cabalgamientos están dirigidos hacia el S en sentido amplio. Las rampas de cabalgamiento, con sus correspondientes líneas de corte entre unidades estratigráficas y fallas o de bifurcación entre láminas del imbricado, parecen indicar una dirección de transporte tectónico hacia el S o S-SO en la zona de estudio. Más al Norte, estas mismas líneas indican direcciones de transporte tectónico hacia el S-SE. También, las direcciones determinadas a



partir de la población estudiada de ejes de pliegues variscos asociados a estas estructuras, muestran direcciones de transporte tectónico S-SE, mayoritariamente, y S-SO (Fig.8.2). No obstante, los ejes de pliegues pueden indicar un estado de esfuerzos más local, que también puede reflejar variabilidad del campo de esfuerzos en presencia de diferentes litologías, contraste de competencias entre unidades o reflexiones de la deformación por presencia de determinadas estructuras o cuerpos sedimentarios.

El buzamiento de los cabalgamientos es principalmente hacia el N-NO (Fig. 8.1), con valores de 15-20° en el sector Sur (p. ej. Lámina de Peña Vieja), 20° a 45° (p. ej. lámina de las Vegas de Sotres) en la zona central y 45° a 70° en la zona Norte del área de estudio (p. ej. cabalgamiento de los Invernales del Texu) (Anexo II). Excepcionalmente, también existen buzamientos de c.a. 80° en el N del Valle de las Moñetas. Estos datos son compatibles con la secuencia de emplazamiento de bloque inferior (*forward*) propuesta por varios autores (p. ej. Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994; Merino-Tomé *et al.*, 2009a), que implica la existencia de dos dominios estructurales al N y S de los Picos de Europa (Heredia *et al.*, 1990). El dominio N presenta cabalgamientos muy verticalizados, o incluso invertidos, de dirección E-O, mientras que el dominio S se caracteriza por cabalgamientos más tendidos y direcciones NE-SO. Esta disposición tiene implicaciones para la posible reactivación posterior de estas estructuras, como se verá más adelante.

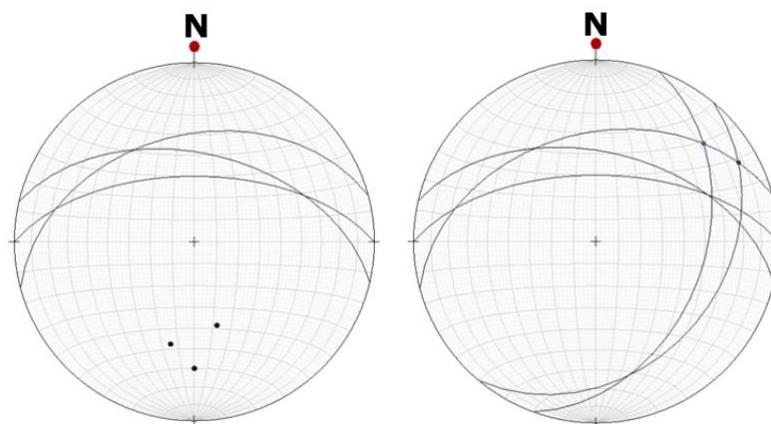


Figura 8.1.- Representación estereográfica de planos de cabalgamientos (fallas tipo 1). Izquierda, direcciones y buzamientos habituales de los planos de cabalgamiento, con sus polos. Derecha, direcciones y buzamientos de los planos de cabalgamiento al E y al O del valle del Duje, con los ejes de los pliegues que forman dichas superficies en la lámina de Valdominguero-Vegas de Sotres.

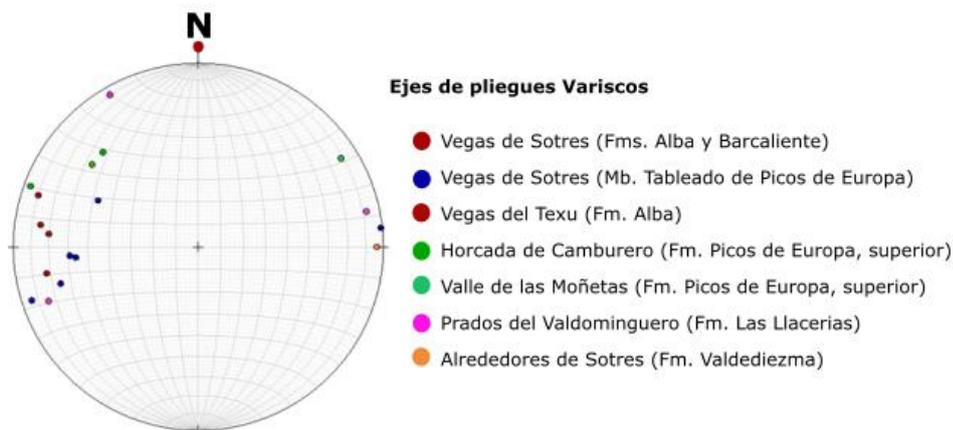


Figura 8.2.- Representación estereográfica de ejes de pliegues variscos de diferentes zonas del área de trabajo. Obsérvese la orientación E-O en general, variando entre NO-SE a NE-SO, indicando direcciones de transporte tectónico N-S en sentido amplio, tanto hacia el SO como hacia el SE.

Es destacable que, debido a lo poco inclinados que se encuentran estos cabalgamientos en la parte S de la zona de estudio, estos aparecen cortados de forma muy neta por todas las fallas posteriores con buzamientos más altos. Por el contrario, en la parte N, los cabalgamientos variscos se encuentran mucho más verticalizados y las fallas posteriores se superponen en muchas ocasiones a ellos. (ver mapa y corte geológico en Anexos I y II, respectivamente).

No existen grandes pliegues en la zona estudiada dado el carácter masivo y competente de las calizas de Picos de Europa (Merino-Tomé, 2004). No obstante, en las zonas próximas a los cabalgamientos, o asociados a ellos, especialmente en unidades litológicas tableadas/estratificadas y menos competentes, se observan pliegues de diversos tipos:

- Pliegues de arrastre de falla en rampas de bloque inferior. Por ejemplo, aparecen afectando al Miembro Tableado de Valdeteja, en las Vegas de Sotres, (Fig.8.3) y en los Prados del Valdominguero, deformando a la Formación Las Llacierias (Fig. 8.5).
- Pliegues de acomodación de falla en el bloque superior de los cabalgamientos, tanto en transiciones de rampa a rellano de bloque inferior, como de rellano a rampa de bloque superior. Algunos de estos casos se pueden observar en el Collado Vallejo, afectando a la Formación Barcaliente y al Miembro Tableado de Valdeteja (ver Anexos I y II y Fig.8.4.).
- Pliegues de propagación de falla. Se reconocen en la Canal del Jierru, afectando a la Formación Barcaliente (Fig.8.4).

- Pequeños pliegues asociados a cizallas oblicuas a las capas. Se han observado en las Invernales del Texu, afectando a la Formación Láncara (Fig. 8.12) y en las Vegas de Sotres, desarrollados en la Formación Barcaliente (Fig.8.3).
- Pliegues de despegue sobre superficies de cabalgamiento mayores. Han sido identificados en las Vegas de Sotres, deformando la Formación Alba (Fig.8.3).

Por lo tanto, tal y como se deduce de lo indicado arriba, los niveles que presentan pliegues son principalmente las formaciones Láncara, Alba, Barcaliente, Llacierias y el Miembro Tableado de Valdeteja, unidades que también pueden actuar como niveles de despegue. En estos niveles existen, en ocasiones, pequeños sistemas de dúplex, como los observados en la Formación Alba, en la Canal de Jierru, que pueden causar pequeños apilamientos antiformales (Fig.8.4).

Los cabalgamientos con trazado sinuoso afectan exclusivamente a las unidades estratigráficas Paleozoicas Pre-Pérmicas, sin que se observe vínculo entre estos cabalgamientos y las variaciones de espesor, o control estructural de la sedimentación en las unidades comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Moscoviense superior. En ocasiones estas estructuras cobijan formaciones sedimentarias consideradas sintectónicas variscas, como las formaciones de Las Llacierias, Áliva y Lebeña (Maas, 1974; Merino-Tomé, 2004; Merino-Tomé et al., 2009 a, b; Villa et al., 2015).

La deformación frágil producida en el entorno de los cabalgamientos con trazado sinuoso no es muy importante, ya que no existen bandas de trituración amplias. Por lo general, la deformación se manifiesta de dos formas en función de la reología de las rocas afectadas: (i) en superficies netas, concentrándose en estrechas zonas cataclásticas de espesor centimétrico a métrico, en las unidades más masivas, y (ii) acomodándose en las proximidades de los cabalgamientos, en unidades mejor estratificadas, mediante estructuras menores, tales como dúplex, pliegues de propagación de falla, pliegues de flexión de falla, despegues, pliegues de arrastre y/o pliegues de cizalla oblicua a las capas. A veces, se observa diaclasado hidráulico perpendicular a las superficies principales de falla, lo que unido a todo lo anterior, indica una deformación en condiciones de elevada saturación en agua, que favorece el desplazamiento entre grandes volúmenes de roca, con cierta plasticidad en algunos niveles y mayor rigidez en otros.

(2) Fallas NO-SE y ONO-ESE de escala kilométrica.

Poseen una dirección subparalela a la falla de Ventaniella (Fig. 6.3). Las fallas NO-SE presentan trazados cartográficos kilométricos (hasta decenas de km), normalmente rectilíneos



con excepción de algunos alabeos locales (Anexo I y Fig.8.6). En general, son verticales o buzan al NE con elevadas inclinaciones, entre 60-70° (Fig.8.9). Estas fallas cortan los cabalgamientos sinuosos siendo, en consecuencia, posteriores a ellos, aunque localmente pueden reaprovechar segmentos de su trazado con una dirección favorable.

En ocasiones, las fallas NO-SE presentan silicificaciones y áreas dolomitizadas en sus proximidades, como ocurre en la Canal del Jierru, en la Canal de Fresnedal o en el Canalón de Brañiella. En algunos casos, estas fallas se asocian también a mineralizaciones de Pb-Zn, y presentan trituración y brechificación en su entorno (*damage zone*) (Fig.8.7). Las fallas NO-SE afectan a los materiales Paleozoicos Pre-Pérmicos y, en ocasiones, cobijan y limitan las unidades permo-mesozoicas. En zonas adyacentes, estas fracturas pueden quedar fosilizadas por las unidades Triásicas o incluso Pérmicas (Mateos-Herrero, 2017).

Las estructuras NO-SE muestran tanto saltos inversos, como normales y, sobre todo, presentan componentes importantes de desgarre, especialmente dextrales. En determinadas zonas se ramifican, dando lugar a husos con zonas intensamente deformadas en su interior, que suelen estar dolomitizadas, trituradas o brechificadas. Este tipo de zonas deformadas ya fue también observado en áreas situadas al NE por Mateos-Herrero (2017). A las fallas NO-SE no se asocian relieves importantes, si bien, algunas de las grandes canales de Picos de Europa están encajadas sobre su trazado, debido a la baja competencia de los materiales triturados.

(3) Fallas de escala hectométrica

Estas fallas presentan orientaciones muy variadas: entre NO-SE, NNO-SSE, ONO-ESE, NE-SO y N-S y tienen una continuidad lateral escasa, de cientos de metros a algunos kilómetros, aunque los sistemas que forman tienen escala kilométrica (Fig. 8.10). En general estas fallas, son verticales o buzan con alto ángulo al NE, E, SO u O y presentan desde trazados rectilíneos a bastante curvos. Estas estructuras cortan los cabalgamientos sinuosos, si bien, localmente pueden reaprovechar su trazado. Las fallas mencionadas presentan pequeños saltos, del orden de metros a decenas de metros, y es muy común que se sucedan en relevo, dando lugar a *splays* y/o formen densos enjambres. En ocasiones, las variadas direcciones de estas fallas permiten agruparlas en conjuntos de fallas, probablemente conjugadas.



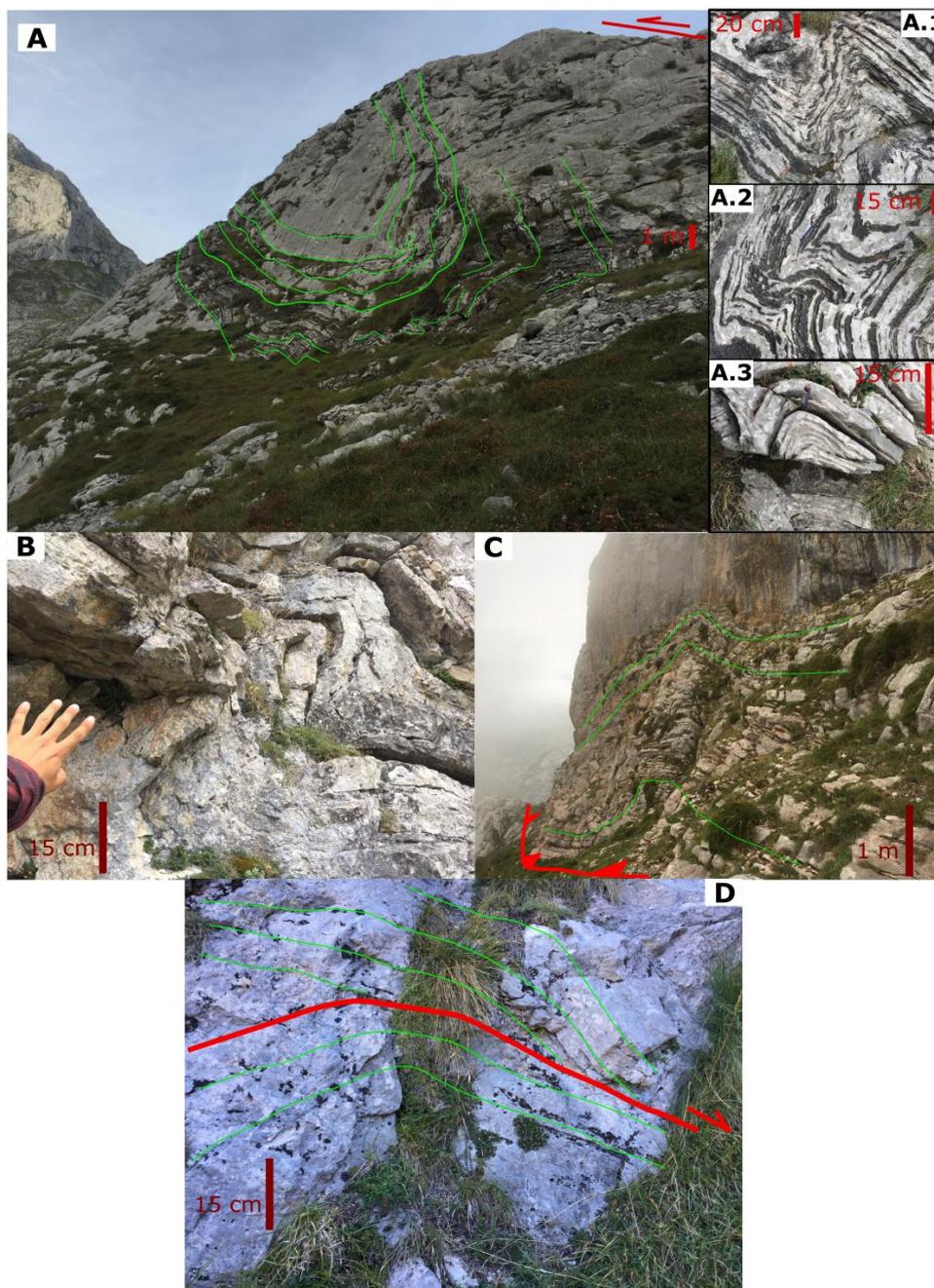


Figura 8.3.- Fotografías de campo de pliegues asociados a los cabalgamientos con trazado sinuoso. A) Pliegue de arrastre de falla en rampa de bloque inferior del cabalgamiento desarrollado en el Miembro Tableado de Valdeteja, Vegas de Sotres. A.1) a A.3) pliegues menores del pliegue en la fotografía A), desarrollados en niveles de chert. B) Pliegues asociados a una cizalla oblicua a las capas en la rampa de bloque superior de una estructura secundaria situada en la base de la lámina de las Vegas de Sotres. C) Pliegue despegado en la Formación Alba, situada en la base de la lámina de las Vegas de Sotres. D) Estructuras menores (cabalgamientos plegados, rampas de bloque superior, etc.) en la Formación Alba de la base de la lámina del Valdominguero.

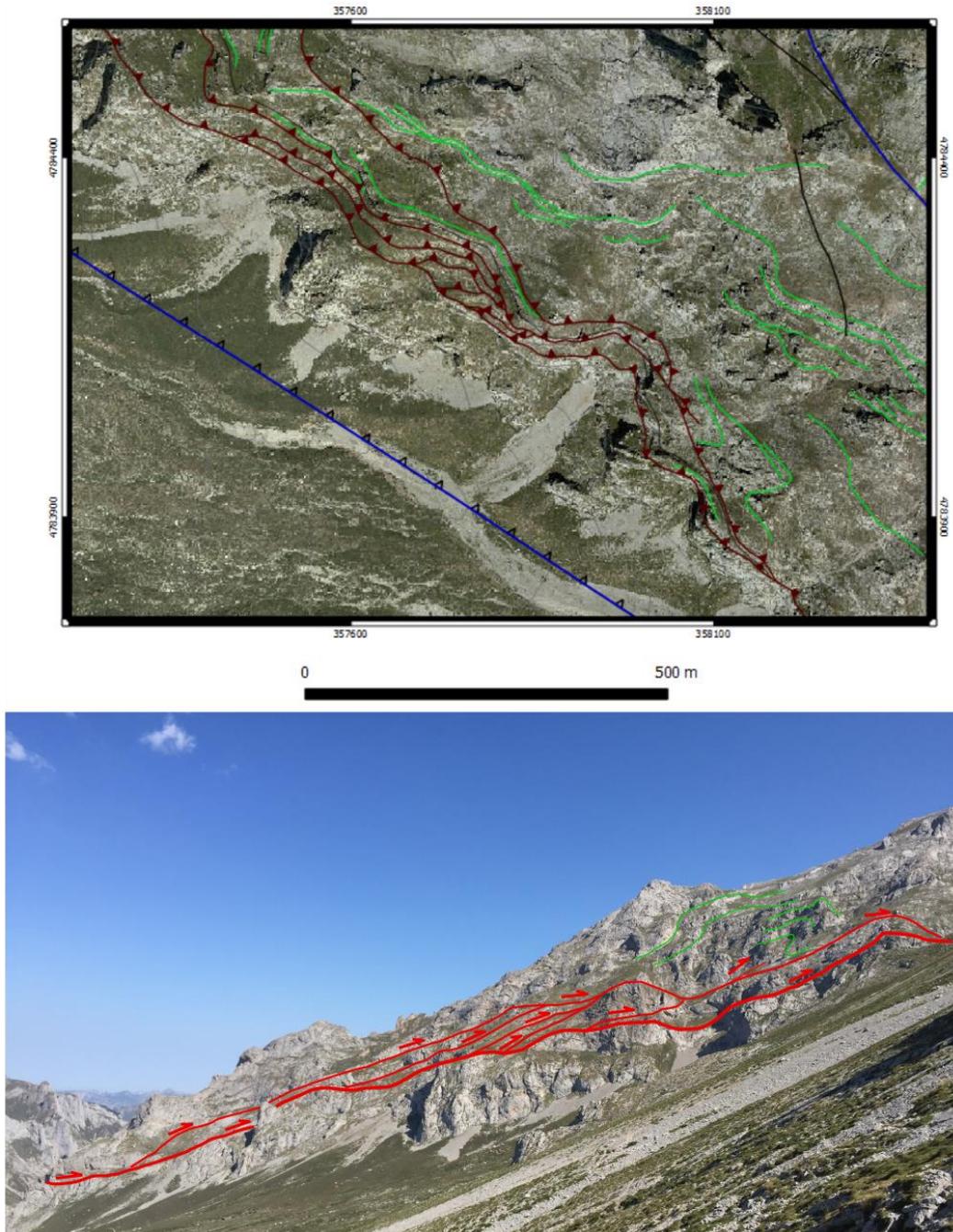


Figura 8.4.-Ortofotografía (arriba) y fotografía de campo (abajo) mostrando la estructura asociada al cabalgamiento de las Vegas de Sotres. La estructura consiste en un dúplex que hacia el E (derecha) desarrolla un apilamiento antiformal, pliegues de acomodación de falla en el bloque superior y pliegues de propagación de falla.

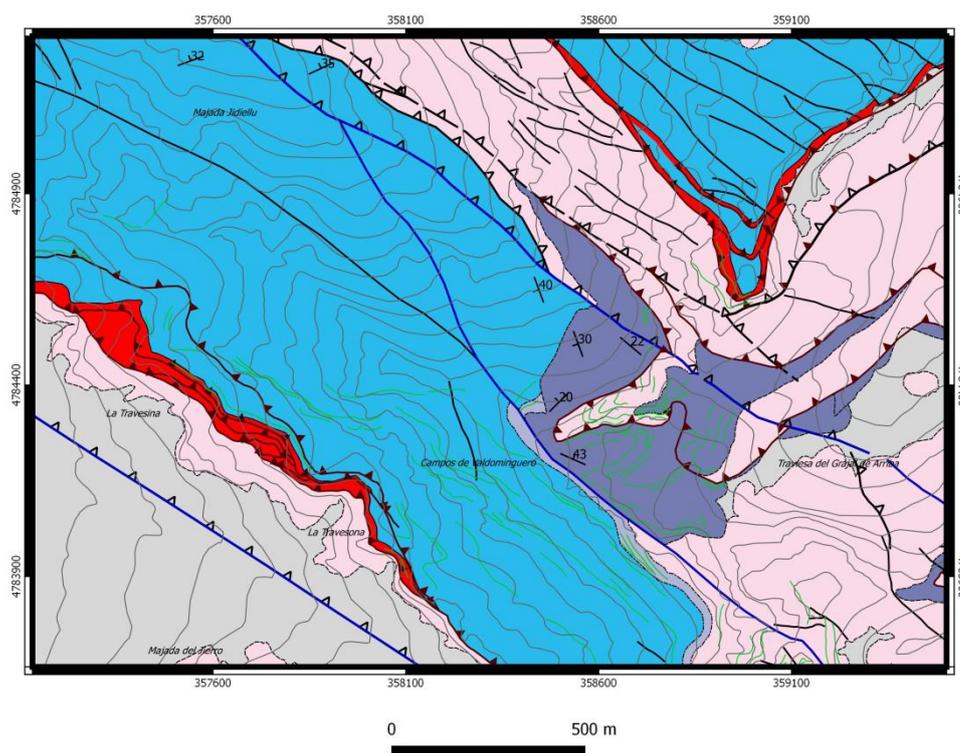


Figura 8.5.- Mapa de detalle de la zona de Prados del Valdominguero, Pico Valdominguero y Canal del Jierru, mostrando diversos pliegues en la Formación Llacerias, asociados a la lámina cabalgante de Prados del Valdominguero.

En ocasiones, estas fallas presentan halos de dolomitización a lo largo de su trazado y oblicuamente a él, en especial cuando existen niveles brechoides o bien estratificados en las proximidades y/o discontinuidades estructurales. Un caso de dolomitización que aprovecha discontinuidades estratigráficas y estructurales, sería el del cabalgamiento de Peña Vieja (Anexo VIII), que presenta alteraciones de este tipo en los alrededores del cabalgamiento y en los niveles que tiene la Formación Barcaliente situada sobre la superficie de cabalgamiento en algunos puntos (Fig. 8.10D). Por sus dimensiones, lógicamente estas fallas no suelen generar grandes relieves, observándose solamente pequeñas canales o lineamientos apreciables en fotografía aérea.

Como en el caso anterior, estas fallas afectan a los materiales paleozoicos pre-pérmicos, pero no a los mesozoicos. Si bien, en ocasiones, parecen controlar la posición de algunos afloramientos permo-triásicos. Ocasionalmente, algunas de estas fallas se unen a las fallas de desgarre NO-SE.

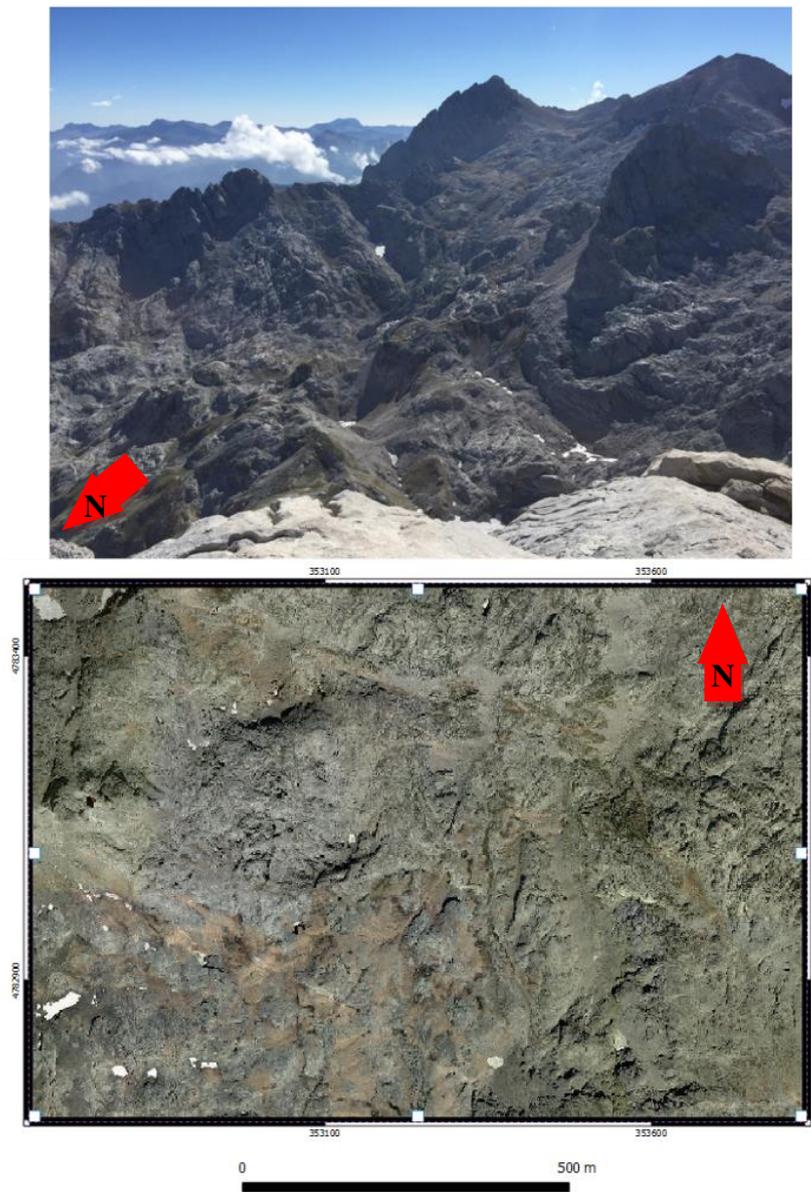


Figura 8.6.- Fotografía de campo (arriba) y ortofotografía (abajo) del Valle de las Moñetas y Cueto de Juan de Cuadra en las que se observan el trazado de las fallas NO-SE de Tiros de Santiago y La Morra. Obsérvense los trazados rectos, la orientación característica y la expresión en el paisaje de las fallas NO-SE. Atendiendo al salto de las fallas, el relieve asociado no se ha generado como consecuencia de su movimiento, sino que corresponde a la erosión de la roca fracturada de su entorno, que se presenta por lineamientos asociados a corredores de trituración, brechificación, dolomitización y/o silicificación.



Figura 8.7.-Aspectos de campo que muestran las fallas NO-SE. A) Mineralizaciones ferruginosas asociadas al plano de la falla del Jierru-Camburero. B) Silicificaciones asociadas a la falla del Jierru-Camburero. C) Silicificaciones y brechificación asociadas a la falla del Jierru-Camburero. D-E) Geodas de cuarzo e indicios minerales de galena, respectivamente, asociados a las fallas Jierru-Camburero. F) Dolomitización y brechificación asociada a la falla de La Morra. G) Intensa silicificación y brechificación en la falla de las Majadas del Roblu. H-I) Cuarzos ahumados vinculados con la silicificación y dolomitización-brechificación asociada a la falla de San Carlos.

(4) Fallas E-O.

Las fallas de dirección E-O presentan un largo trazado, que puede llegar a ser de escala kilométrica, sus buzamientos son hacia el N, entre 40° a 65°, y pueden tener salto normal o inverso:

a. Fallas E-O con salto normal predominante.

En ocasiones presentan también direcciones ESE-ONO, ENE-OSO o NE-SO y tienen inclinaciones tanto hacia el N como al S. Estas estructuras cortan los cabalgamientos sinuosos, las fallas NO-SE kilométricas y las de escala hectométrica, no obstante, a veces las fallas NO-SE pueden llegar a cortarlas, lo que implicaría la reactivación de estas en un proceso posterior. Ocasionalmente, las fallas E-O normales parecen reaprovechar parte del trazado de los cabalgamientos y fallas descritas en apartados anteriores. Las fallas E-O normales tienen en ocasiones un trazado bastante rectilíneo, pero en gran parte de la zona estudiada presentan un trazado curvo, lo cual parece estar condicionado por las estructuras previas que producen que el desplazamiento se transfiera de unas a otras.

Las fallas E-O normales afectan a las unidades preorogénicas y sinorogénicas variscas. Sin embargo, con frecuencia, los afloramientos de rocas pérmicas y triásicas se encuentran localmente limitados por estas fallas y presentan diferentes potencias en los alrededores de ellas. Es, por lo tanto, factible interpretar que estas fallas son sinsedimentarias y ejercen un claro control sobre la posición y espesor de estos materiales. Además, en áreas próximas situadas más al E, se observa cómo algunas de estas estructuras quedan fosilizadas por materiales del Triásico o del Jurásico Inferior, lo que certifica su edad Pérmica y/o Triásica (Mateos-Herrero, 2017). En otras ocasiones, estas fallas controlan el depósito de materiales del Jurásico y Cretácico Inferior, lo que implica que la actividad extensional se prolongó hasta ese periodo (García-Espina, 1996).

También estas fallas están asociadas a extensas zonas de dolomitización, de silicificación y de brechificación, que dan como resultado brechas extensionales de cantos angulosos y desorientados (Fig. 8.10). A estas fallas se asocian, en ocasiones, mineralizaciones Pb-Zn. En determinados casos, como el de la Canal del Vidrio (Fig.8.10A), la intensa dolomitización y abundante presencia de las mencionadas mineralizaciones, suponen un buen indicador de la existencia de fallas E-O normales. Además, en dicha canal se observan evidencias de cómo la mineralización hidrotermal avanza aprovechando las fracturas E-O (subparalelas a la falla), pero también otras discontinuidades previas, como la laminación de la Formación Barcaliente (Fig. 8.10B).



b. Fallas E-O con salto inverso predominante.

En ocasiones, estas fallas inversas también pueden presentar direcciones ENE-OSO y su buzamiento puede oscilar entre 35° y 65° (Fig.8.9). Estas estructuras cortan los cabalgamientos sinuosos y a todas las fallas hasta ahora descritas, además de a las fallas E-O con salto normal, pudiendo, asimismo, reaprovechar localmente el trazado de todas ellas. Las fallas E-O inversas pueden presentar bifurcaciones que, en profundidad, se interpretan como imbricados de alto ángulo. También es frecuente la transferencia del salto de estas fallas a otras estructuras, con lo que los saltos inversos se disipan o concentran a lo largo de su trazado. Las relaciones de corte con otras estructuras y formaciones, junto con la orientación de las fallas, indican un sentido de transporte tectónico hacia el S.

En muchos casos, las fallas E-O inversas presentan brechificación y trituración de los materiales del entorno de la falla, en franjas métricas a decamétricas. En estas zonas de trituración se observan, a veces, clastos de diferentes formaciones calcáreas (calizas negras, grises...), que presentan cierta orientación y redondeamiento, así como señales de disolución por presión, propias de rocas de falla de régimen compresivo (Fig. 8.8).

Las fallas E-O inversas pueden presentar fallas secundarias/menores en su entorno, en ocasiones oblicuas. Estas estructuras menores conservan habitualmente estrías, fibras minerales y escalones, que pueden indicar saltos inversos con mayor o menor componente horizontal (Figs.8.8 y 8.9). En algunos casos, el salto inverso es el predominante (Fig. 8.8F), pero en otros, la componente de desgarre es la principal (Figs. 8.8G y 8.9D). En el caso de la figura 8.8 se muestra que también se puede identificar el salto inverso de las estructuras menores mediante niveles guía, por ejemplo, dentro de la Formación Barcaliente (Fig. 8.8B), o tomando como referencia los niveles lateríticos de la Formación Picos de Europa (Figs. 8.8C y 8.8D). En ocasiones, parece que se observan dolomitizaciones en el entorno de las fallas E-O inversas que, sin embargo, son características de otras familias de fallas más antiguas, pero que podrían haberse reactivado (ver Fig. 8.8 y apartado 8.1.3). Esto parece claro cuando la dolomitización aparece brechificada, pero en otros casos más dudosos, se necesitarían estudios más detallados y teniendo en cuenta más criterios.

Las fallas inversas E-O condicionan en muchos casos el relieve, observándose cambios significativos de pendiente, relictos de escarpes, bloques más levantados al Norte que al Sur, o la presencia de canales en la zona de falla, debidas a la erosión diferencial de los materiales triturados. Además, estas estructuras afectan a unidades litoestratigráficas de todas las edades presentes en la zona, desde paleozoicas hasta permo-triásicas, si bien, no ejercen el control sobre la sedimentación de ninguna de ellas. En áreas próximas, situadas algo más al N y próximas al Mar Cantábrico, estas fallas presentan depósitos sintectónicos terciarios cobijados, evidenciando su actividad durante la etapa compresiva del Ciclo Alpino (Alonso et



al., 1996; Pulgar et al., 1999, Martín-González y Heredia, 2011a, b). Cuando no existen afloramientos de rocas vinculadas al Ciclo Alpino en las inmediaciones de estas fallas, su identificación se realiza utilizando otros criterios.

Cabe destacar que las similitudes en posición, orientación y geometría entre las diferentes familias de estructuras pueden tener implicaciones en lo referente a la cinemática. En la figura 8.9C, por ejemplo, se puede apreciar la diferencia entre las familias de fallas NO-SE kilométricas y E-O inversas. Las diferentes direcciones de las dos familias están generadas por campos de esfuerzo distintos. Sin embargo, las fallas tienen rumbos parecidos en algunos casos, por lo que las fracturas se podrían haber reactivado en varios eventos, además del que las originó, dada su posición favorable ante diversos campos de esfuerzos. Esto queda evidenciado en la figura 8.9D, donde se muestra cómo una falla de desgarre NO-SE, al adquirir una dirección más próxima a la E-O, muestra estrías con movimiento según el *dip-slip*. Esto se puede interpretar como la reactivación de este sector como falla E-O inversa, dada su posición favorable. Además, la falla con trazado NO-SE es más vertical y, en esta misma figura, presenta estrías de movimiento *strike-slip* con escasa componente *dip-slip*, preservando el movimiento de desgarre típico de la familia de fallas NO-SE kilométricas al poseer una orientación e inclinación menos favorable para su movimiento según el *dip slip*.

8.1.2. Familias genéticas de estructuras

Teniendo en cuenta la información obtenida a partir de los antecedentes y los datos de este estudio anteriormente descritos, las fallas se pueden agrupar en cuatro familias genéticas:

I. Cabalgamientos Variscos

Coinciden con los cabalgamientos sinuosos, quedando esta clasificación evidenciada por los motivos siguientes: (i) sus características geométricas, topológicas y deformacionales, (ii) el paralelismo y/o baja oblicuidad con las unidades pre-tectónicas variscas, (iii) el control sinsedimentario de la extensión, potencia y posición de las unidades sintectónicas variscas y, (iv) la ausencia de estas estructuras en las unidades del Pérmico y Triásico.

Los cabalgamientos variscos forman una estructura compleja, ya descrita en varias ocasiones por diferentes autores (Marquínez, 1989; Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994; Merino-Tomé *et al.*, 2009a). Esta estructura consiste en un apretado sistema de cabalgamientos, imbricado en un cabalgamiento basal que se encuentra inclinado hacia el N, y donde los despegues principales se localizan en la base del Carbonífero (Formación Alba), aunque en esta zona existen despegues secundarios en el Miembro Tableado de Valdeteja y en la Formación Barcaliente. Hacia el N, el despegue desciende hasta las calizas



cámbricas de la Formación Láncara, tal y como se observa en la zona de Sotres (ver corte geológico del Anexo II).

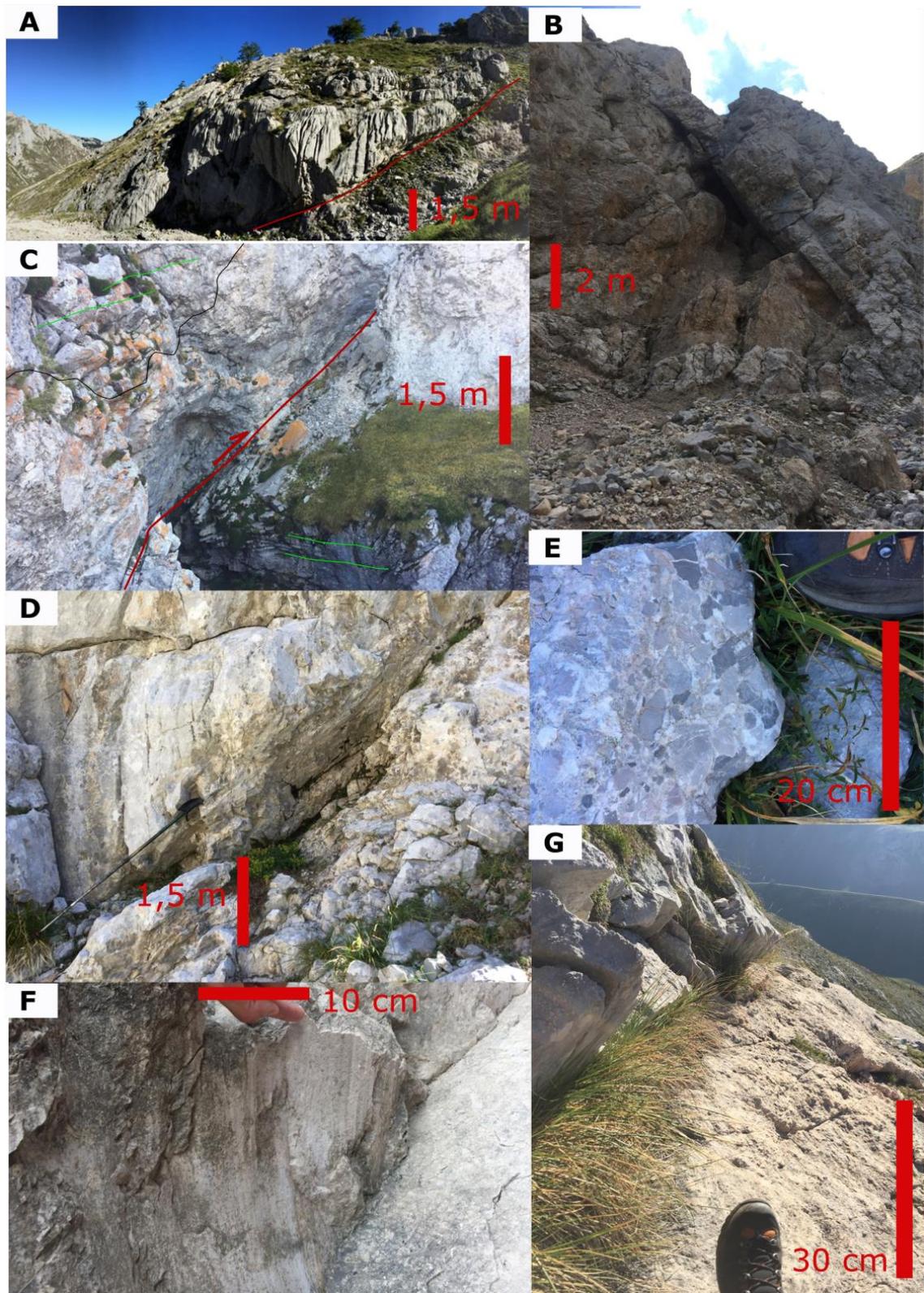


Figura 8.8. (izquierda)- Fotografías de campo mostrando estructuras menores asociadas a fallas E-O inversas. (A, B, C y D) Planos de falla secundarios asociados al principal, en la zona de fracturación, en la Canal de Jidiellu, Canal del Vidrio, Collado del Escamellao (Horcada de los Grajos) y Valle de las Moñetas, respectivamente. Nótese la brechificación asociada a todas las fracturas, y la presencia de dolomitizaciones. E) Detalle de la brechificación asociada a estas fallas, en la Canal de Jidiellu. F) Estrías verticales y escalones en el bloque superior (Norte) de falla menor E-O asociada a la estructura principal en la Canal del Vidrio, indicando un movimiento de la falla fundamentalmente de tipo dip-slip, con componente inversa. G) Plano de falla menor en zona fracturada perteneciente a la falla de la Morra (Cuetos de Juan de Cuadra Sur). Obsérvese la trituration intensa en una franja de 30 m y presencia de dolomitización, bajo el plano de falla.

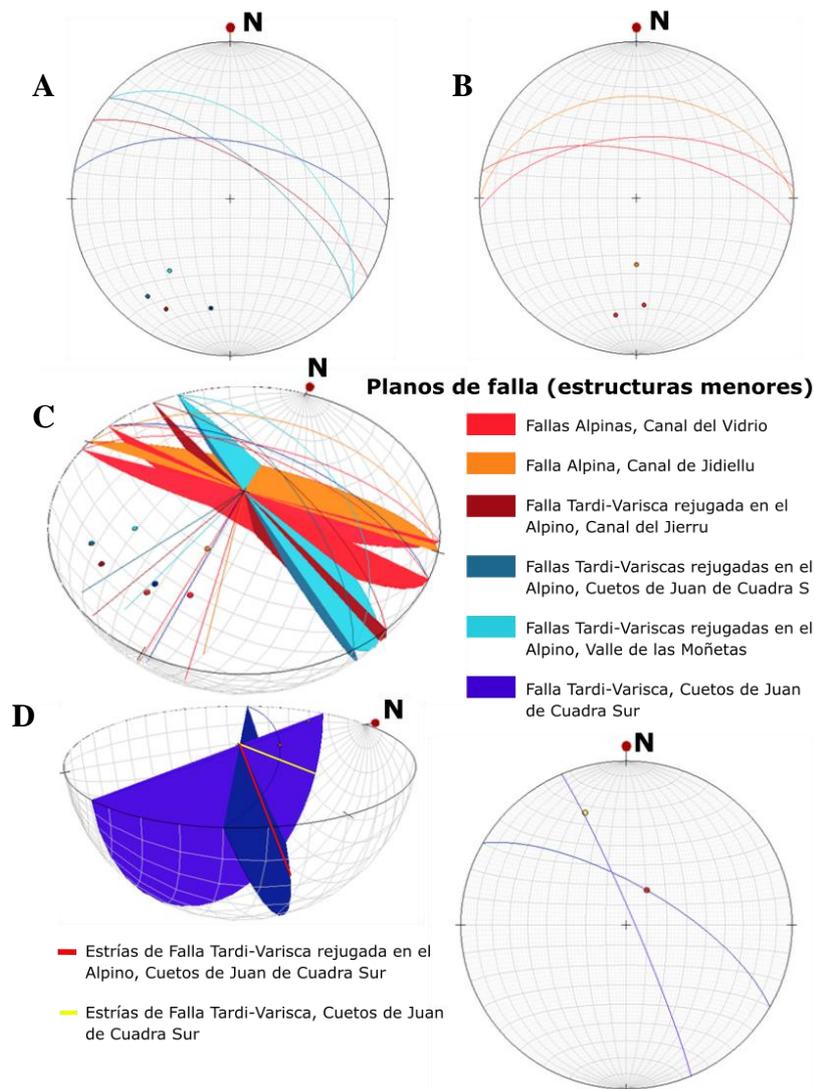


Figura 8.9.- Representación estereográfica de planos de falla menores y estrías asociados a fallas NO-SE kilométricas y fallas E-O inversas. (A) planos y polos asociados a fallas NO-SE kilométricas, interpretadas como fallas tardi-variscas o tardi-variscas rejugadas en el Ciclo Alpino. (B) Planos y polos asociados a fallas E-O inversas, interpretadas como fallas del Ciclo Alpino. (C) Representación estereográfica en 3D, de los datos anteriores en conjunto. (D) Representación estereográfica en 3D y en 2D de dos fallas NO-SE kilométricas (Cuetos de Juan de Cuadra Sur) y sus estrías.

Tanto en el mapa como en el corte geológicos se observa la existencia de ocho cabalgamientos variscos principales con desplazamientos kilométricos que, de S a N, son los siguientes: (1) cabalgamiento Basal de Picos de Europa, (2) cabalgamiento del Cortés-Peña Vieja, (3) cabalgamientos de las Vegas de Sotres, (4) cabalgamiento del Valle de las Moñetas-Valdominguero, (5) cabalgamiento de las Invernales del Texu S, (6) cabalgamiento de los Invernales del Texu N, (7) cabalgamiento de Peña Maín y (8) cabalgamiento de Monte Camba (Anexo VIII). Algunas de las láminas cabalgantes convergen a poca profundidad, como el caso de los cabalgamientos de las Vegas de Sotres y Las Moñetas, pero la mayoría lo hacen a una mayor profundidad, mayor cuanto más hacia el N. Esto podría sugerir la existencia de dos secuencias de cabalgamientos variscos, como propone en otras zonas Merino-Tomé (2004) y Merino-Tomé *et al.* (2009a). También en algunos casos existen dúplexes asociados a la parte basal de las láminas principales, como en el caso de las Vegas de Sotres.

Puesto que existen variaciones en la potencia de determinadas unidades estratigráficas, ciertas láminas, como las de Sotres y Peña Maín, sufren cambios en su espesor no relacionables solamente con la presencia de rampas de cabalgamiento.

El acortamiento total producido por los cabalgamientos variscos se ha calculado de forma aproximada, midiendo sobre el corte geológico la longitud total y final de la base de la Formación Barcaliente/Valdediezma. Este acortamiento ronda el 70% y es muy similar al propuesto por otros autores, como Marquínez (1989) o Merino-Tomé *et al.* (2009a), para el conjunto de la Unidad de los Picos de Europa, donde siempre supera el 60%.

Además, en función de la inclinación de los cabalgamientos variscos, el comportamiento ante eventos de deformación posteriores será diferente. En la zona N del área de estudio existen tres tipos de comportamiento: (i) si los cabalgamientos se encuentran altamente inclinados, pueden reactivarse como fallas de alto ángulo, (ii) si los cabalgamientos variscos se encuentran invertidos, existen dos opciones: (a) los cabalgamientos pueden reactivarse en su sector inferior como fallas de alto ángulo y en su sector superior como fallas normales o retrocabalgamientos, de acuerdo con el modelo de Mateos-Herrero (2017), o (b) puede preservarse su movimiento varisco, por lo que, durante la deformación alpina, otras estructuras como las fallas tardi-variscas, se reactivan en su lugar. En el Sector Sur de la zona de estudio, donde los cabalgamientos variscos poseen menor buzamiento, se pueden producir dos tipos de comportamiento: (i) las estructuras son reaprovechadas por otras posteriores, tanto extensionales como compresivas, en las zonas con buzamientos entre 30-60°, y (ii) las superficies de cabalgamiento variscas son cortadas por estructuras posteriores, especialmente fallas NO-SE de desgarre, en las zonas donde las primeras están más horizontalizadas.



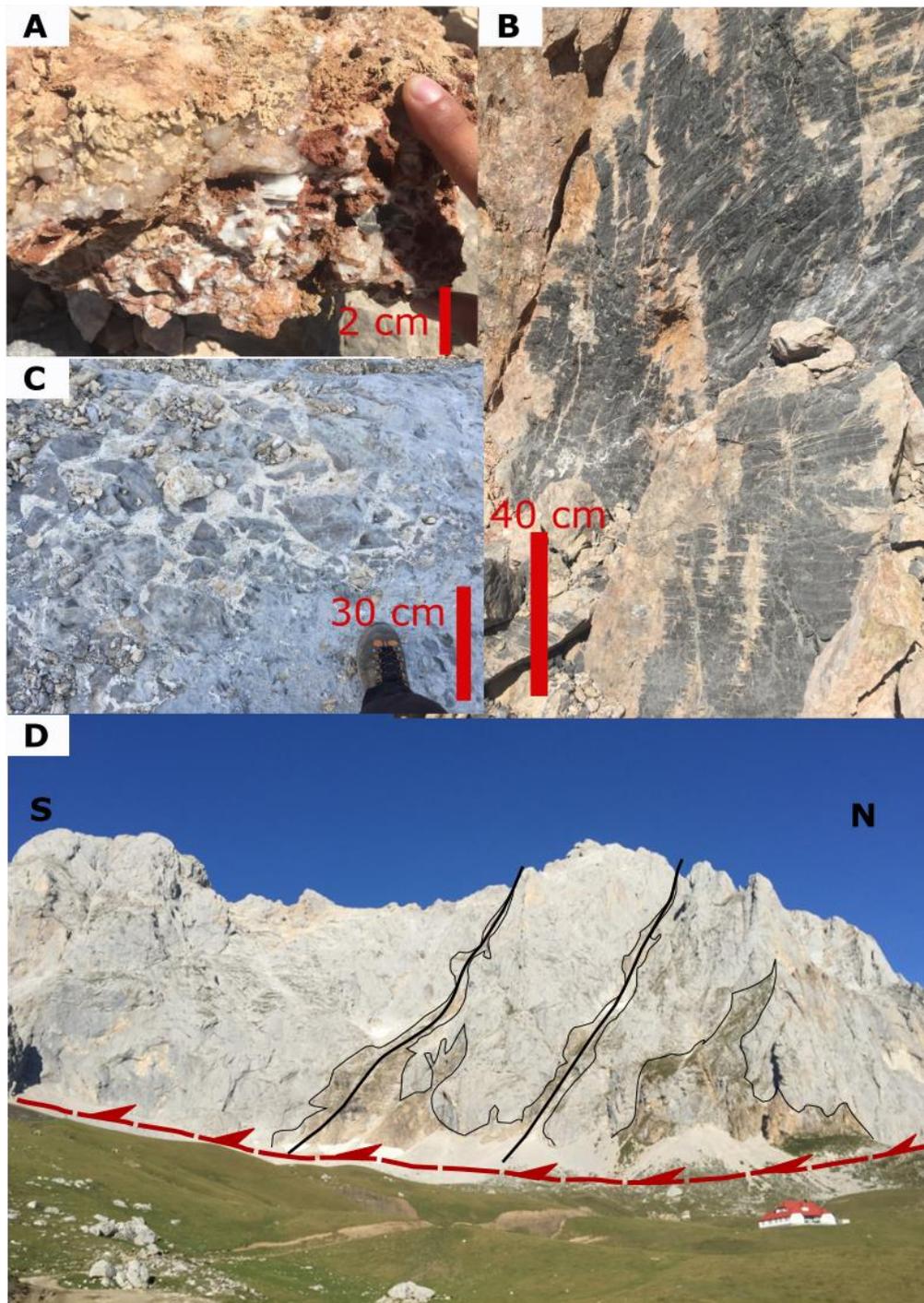


Figura 8.10.-Fotografías de campo de elementos característicos de fallas de escala hectométrica y fallas E-O normales. A) Geodas de dolomita, donde también se encuentra galena, blenda acaramelada, barita, pirita y ocasionalmente minerales de cobre. B) Formación Barcaliente afectada por dolomitización en la Canal del Vidrio. C) Brechas transtensivas asociadas a la zona de falla de los Boches-Vidrio. Nótese la falta de orientación de los cantos, angulosos, embebidos en matriz de cristales calcíticos y dolomita, crecidos por acción de fluidos hidrotermales. D) Lámina de Peña Vieja, cabalgando mediante un cabalgamiento sinuoso, sobre depósitos sinorogénicos sintectónicos variscos de la Formación Lebeña, y afectada por fallas hectométricas.

II. *Fallas Tardi-Variscas*

Las fallas NO-SE kilométricas se relacionan con este origen, por los siguientes motivos: (i) su gran continuidad, (ii) disposición espacial y geometría, (iii) características de la deformación asociada, (iv) movimientos de desgarre preservados en determinadas áreas, (v) rocas y estructuras afectadas y (vi) correlación con fallas de otras zonas de la Cordillera Cantábrica, como por ejemplo, las observadas por Mateos-Herrero (2017) al NE de la zona estudiada. Sin embargo, en ocasiones, estas fallas presentan desplazamientos que pueden relacionarse con las fallas E-O, tanto normales como inversas, lo que sugiere vínculos con eventos de deformación posteriores que se revisarán más adelante.

En la zona estudiada se puede constatar que estas estructuras son posteriores a los cabalgamientos variscos, pues los cortan. No afectan a los materiales Pérmicos, a excepción de cuando están reactivadas, y son anteriores a las fallas inversas E-O que las cortan en muchas ocasiones. Con estos datos, se puede deducir que su actividad ha tenido lugar probablemente en el límite Gzheliense-Pérmico inferior.

En la zona estudiada, las fallas tardi-variscas se agrupan en cinco sistemas que incluyen fallas de gran entidad y otras secundarias de menor extensión (Anexos I, II y V). Algunas de las fallas menores constituyen sistemas de fallas en relevo, que quedan incluidos dentro de zonas de falla principales. También estas zonas de falla incluyen interconexiones y estructuras complejas como husos, en los que pueden reconocerse intensas trituraciones y dolomitizaciones. De N a S, los sistemas definidos son los siguientes (Anexo V):

1. Falla de La Caballar
2. Sistema de San Carlos: fallas de San Carlos, el Roblu y Collado de Boro.
3. Sistema de Jidiellu: fallas de Jidiellu-Lechangos y Picos del Jierru.
4. Sistema del Jierru-Camburero: fallas del Jierru-Camburero y de los Tortorios.
5. Sistema de Cámara-Vidrio: fallas de Tiros de Santiago, La Morra, Collado Rojo y Mánforas-Canal de la Arena.

Los mencionados sistemas poseen un espaciado bastante uniforme, de entre 4 y 6 km, y los segmentos de las fallas que no están retocados por deformaciones posteriores muestran desplazamientos horizontales dextros (Anexos I, III y V). Entre estos sistemas se localizan fallas ligeramente oblicuas a éstos, de pequeña entidad y asignación incierta, que forman densos enjambres de fracturación.

III. *Fallas Permo-Mesozoicas Extensionales.*

Esta categoría genética incluye las fallas de hectométricas y las fallas E-O normales.



a. *Fallas Permo-Mesozoicas de escala hectométrica (Low Strain Regime).*

Esta familia genética está formada por las fallas hectométricas que, por su pequeño tamaño y saltos normales y de desgarre de escala métrica, parecen tener relación con un campo de esfuerzos extensional incipiente, al que posteriormente se pueden superponer movimientos de otros eventos posteriores. En la zona estudiada, con base en las relaciones de corte, se puede constatar que estas fallas son posteriores a los cabalgamientos variscos y previas o simultáneas a los primeros materiales del Ciclo Alpino, ya que a veces aparecen limitados por ellas. Con estos datos, se puede decir que esta fallas tienen una edad comprendida entre el final del Carbonífero y el Triásico.

Por otra parte, las fallas hectométricas también podrían interpretarse como sistemas oblicuos y contemporáneos a las fallas de desgarre tardi-variscas. Por tanto, las fallas hectométricas resultarían ser fallas transtensivas en un régimen de esfuerzos de cizalla de *strike-slip*, coherente con las grandes fallas tardi-variscas de desplazamientos dextros. El carácter transtensivo de estas fallas en un contexto de *strike-slip* regional, favorecería su capacidad para albergar yacimientos de minerales metálicos, en contraste con algunas de las fallas tardi-variscas principales que podrían tener cierta componente transpresiva, al menos en la etapa previa al Permo-Mesozoico.

b. *Fallas Permo-Mesozoicas de escala kilométrica (High Strain Regime).*

Este grupo está formado por las fallas E-O normales, que poseen mayor continuidad que las anteriores y limitan, en muchos casos, rocas desde pérmicas a mesozoicas, lo que es un indicador de su período de actividad. Además, la geometría y el salto de las fallas E-O normales indican un régimen extensional, con desarrollo de una intensa fracturación. Aunque en algunos casos presentan características compatibles con otros eventos de deformación, estas estructuras son: (i) anteriores a las fallas E-O inversas, ya que son cortadas por ellas, y (ii) posteriores al resto de estructuras, es decir, cortan a los cabalgamientos sinuosos, a las fallas NO-SE kilométricas y a las fallas hectométricas. Otras características que permiten distinguir las fallas permo-mesozoicas de escala kilométrica son el desarrollo de brechas transtensivas, mineralizaciones y alteraciones de las rocas encajantes de mayor importancia que las fallas tardi-variscas.

En zonas próximas, algunas de estas fallas pueden aparecer fosilizadas por materiales del Triásico o del Jurásico Inferior, lo que indica la existencia de varios pulsos extensionales (Mateos-Herrero, 2017). Así, las fallas permo-mesozoicas de escala kilométrica forman dos sistemas principales situados al N y al S de la zona estudiada, correspondientes a los sistemas de Pandébano-Sotres y Vidrio-Los Boches-Cotero Placeres de Abajo, respectivamente (ver Anexos I, II y VI):



1. Sistema de Pandébano-Sotres.

Este sistema se localiza al N de la zona estudiada. Está condicionado, en gran parte de su trazado, por las fallas tardi-variscas, lo que ocasiona el reaprovechamiento de algunas de éstas, como es el caso del sector NO de la falla de los Tortorios (Anexos I y VI). Las fallas del Sistema Pandébano-Sotres también deben reactivar algunos segmentos de cabalgamientos variscos en profundidad, siempre que estos tengan la orientación adecuada, aunque en otros casos, cortan a los cabalgamientos variscos. Casos similares a los aquí mencionados fueron estudiados por Mateos-Herrero (2017), al NE de la zona de estudio. Frecuentemente, este sistema de fallas se encuentra afectado por reactivaciones posteriores. En la parte N del sistema de Pandébano-Sotres, las fallas normales permo-mesozoicas están cortadas por fallas inversas alpinas que resultan del rejuego de antiguos cabalgamientos variscos. La sedimentación de las unidades pérmicas y triásicas que afloran en la parte más septentrional de la zona de estudio está controlada por la actividad de este sistema de fallas. Además, su desarrollo explica la ausencia de gran parte de la serie Carbonífera al oeste de Sotres, donde una de estas fallas constituye el contacto entre las formaciones Valdediezma y Lebeña.

2. Sistema Vidrio-Los Boches-Cotero Placeres de Abajo.

Este sistema se localiza al S de la zona estudiada y se encuentra totalmente retocado por deformaciones posteriores. Por otra parte, reaprovecha fallas con direcciones tardi-variscas a su paso por el valle del Duje y cabalgamientos variscos en su parte occidental. En su extremo nororiental, este sistema de fallas reaprovecha el cabalgamiento varisco del Cortés, orientado de forma favorable. Este sistema de fallas se vincula con la génesis de las mineralizaciones de Áliva, las cuales están formadas por galena, blenda acaramelada, pirita y pequeños indicios de minerales de cobre y que han sido datadas como cretácicas (Aptiense-Albiense) por Symons *et al.* (2017). Estas mineralizaciones son de tipo Mississippi Valley, generadas en regímenes extensionales, coherentes con las fallas de este sistema (Jackson y Beales, 1967; Anderson, 1975; Leach y Sangster, 1993). El Sistema Vidrio-Los Boches-Cotero Placeres de Abajo también se relaciona con la presencia de brechas transtensivas, dolomitizaciones de gran extensión y silicificaciones, desarrolladas en las proximidades de las fallas (p. ej. los alrededores de Tiro Navarro).



IV. Fallas Inversas Alpinas.

Las fallas de dirección E-O con juego inverso pertenecen a este grupo. No obstante, también se incluyen algunos cabalgamientos sinuosos, fallas NO-SE kilométricas y fallas E-O normales que presentan signos de reactivación durante este periodo, tales como: (i) saltos inversos reconocibles, (ii) trituración de las dolomitizaciones y/o del entorno de la falla, (iii) orientación y forma de los cantos de las brechas de falla, (iv) control del relieve y (v) relaciones de corte características y repetición de láminas cabalgantes variscas. La edad Alpina de estas fallas queda demostrada por cobijar rocas permo-mesozoicas, y cortar al resto de estructuras observables en la zona estudiada.

Muchas de las fallas compresivas alpinas resultan del rejuego de sistemas de fallas más antiguas (Anexos I, II y III). La deformación se acomoda en franjas de dirección E-O, que conforman sistemas de fallas de alta continuidad, con un espaciado de aproximado de 1,5 km, y saltos acumulados de varias centenas de metros. Por este motivo, atendiendo a la transferencia de desplazamientos inversos entre las diversas estructuras a lo largo de la zona estudiada, se distinguen tres sistemas principales de fallas alpinas inversas:

1. Rama Sur del Sistema de Cabuérniga.

El Sistema de Fallas de Cabuérniga se localiza al N de la zona estudiada y acumula más de 1000 m de desplazamiento (Mateos-Herrero, 2017) (Anexo II). La rama Sur de este sistema aflora en la zona de estudio y está formada por una falla inversa principal que se sitúa en la vertiente S de Peña Maín. Asimismo, en el bloque hundido meridional de esta falla se observan una serie de fracturas, que forman un pequeño conjunto imbricado vergente al Sur. Las fallas del sistema son tanto alpinas compresivas como estructuras previas rejugadas. Dado el paralelismo entre las fallas normales del sistema de Pandébano-Sotres y de las del sistema meridional de Cabuérniga, algunas de las fallas normales sufren inversión tectónica, si bien, otras preservan su salto normal. Esto es debido al efecto contrafuerte (*buttressing*), ya que hay fallas normales muy inclinadas y, por lo tanto, poco susceptibles de reactivarse. Además, la deformación compresiva se concentra en los extremos N y S de la cuenca permo-triásica de Sotres, siendo posible que las fallas normales del N de la cuenca de Sotres hayan sido cortadas por el Sistema Sur de Cabuérniga. Con base en la cartografía y corte geológicos y en el esquema estructural, se puede concluir que, en el sistema meridional de Cabuérniga, existen: (i) fallas inversas que cobijan rocas del Ciclo Alpino, (ii) fallas normales permo-mesozoicas con cierta inversión tectónica, (iii) fallas tardi-variscas dexas con componente inversa alpina, tal y como puede ser



observado en el sector S de Falla de San Carlos, y (iv) cabalgamientos variscos con reactivaciones inversas alpinas (Anexos I, II y III).

2. Sistema de Camburero-Peña Castil-Picos del Jierru.

Este sistema se localiza en la zona central del área de estudio. En el sector oriental de este sistema, el movimiento inverso se transfiere a través de fallas tardi-variscas y cabalgamientos variscos rejugados (Anexos I y III). Por su parte, al Norte del sector occidental de este sistema, la deformación se acomoda a través de fallas tardi-variscas y una falla alpina nueva, que reactiva un cabalgamiento varisco (Anexos I y II). En la parte meridional de este mismo sector occidental, existe una falla alpina que reaprovecha varios segmentos de cabalgamientos variscos que no están invertidos, ya sean más verticales o más horizontales, es decir, los que son más favorables para el rejuego alpino (Anexos I y II). La edad alpina de este sistema queda evidenciada por: (i) la presencia de trituraciones, (ii) la existencia de estructuras menores con rasgos deformacionales y cinemáticos de falla alpina inversa, (iii) cabalgamientos variscos cortados, como ocurre en el Valle de las Moñetas, donde se reconoce una repetición de la Formación Barcaliente de una misma lámina cabalgante varisca, y (iv) control de relieve por parte de las estructuras.

3. Sistema de Vidrio-La Morra-Cortés.

Este sistema se localiza en la parte Sur de la zona estudiada, y se compone de fallas permo-mesozoicas normales y tardi-variscas dexas reactivadas (Fig. 8.11; Anexos I, II, III, V, VI y VII). El salto inverso alpino se transfiere a través de estas estructuras y se puede disipar o concentrar en función del número de fallas que exista para acomodarlo. En la parte oriental de este sistema, el movimiento alpino se acomoda en dos fallas con salto normal previo: una falla permo-mesozoica, al S, y un cabalgamiento varisco rejugado como falla normal al N. Esto implica que en la rama S del sector oriental del sistema no se genera relieve en relación con estas fallas alpinas y, en la rama N, el desplazamiento alpino devuelve al cabalgamiento varisco reactivado casi a su estado inicial, sin llegar a compensarse totalmente el salto normal. En la parte central de este sistema, en los puertos de Áliva, el movimiento inverso alpino está concentrado en un menor número de fallas, produciendo un levantamiento más abrupto del relieve y la compensación del desplazamiento normal previo de fallas como la del Collado Rojo. En la parte occidental del Sistema de Vidrio-La Morra-Cortés, el desplazamiento inverso se disipa en la falla tardi-varisca



de la Morra y en las fallas normales permo-mesozoicas rejugadas de Vidrio-Los Boches y Santa Ana (Anexos V, VI y VII). Esto causa que parte de las brechas transtensivas asociadas a estas últimas estructuras muestren cantos de dolomía y cantos de caliza ligeramente orientados, con bordes suavizados y, en ocasiones, evidencias de disolución por presión (Fig. 8.11). Estas características se relacionan con un evento de trituración posterior a la dolomitización-mineralización permo-mesozoica en un medio con régimen de esfuerzo compresivo. Además, en la canal del Vidrio se observan pequeños saltos inversos en fallas con mineralizaciones y dolomitizaciones asociadas, que serían fallas normales previas ahora invertidas.

El acortamiento relacionado con los cabalgamientos alpinos es aproximadamente del 12%, medido tomando como referencia las longitudes post-varisca y posterior a la compresión alpina del cabalgamiento basal varisco de Picos de Europa en el corte geológico (Anexo II). El acortamiento calculado es mucho menor que en la sección de García-Espina (1996), situada más al E y que involucra a materiales mesozoicos plegados, donde el acortamiento mínimo es del 20% para este evento compresivo a lo largo de toda la Cordillera Cantábrica. Esta diferencia está causada, probablemente, por la dificultad de propagación de la deformación a través del bloque rígido de los Picos de Europa. Esta circunstancia daría lugar a que la deformación se concentre en las partes más septentrional y más meridional de la región.



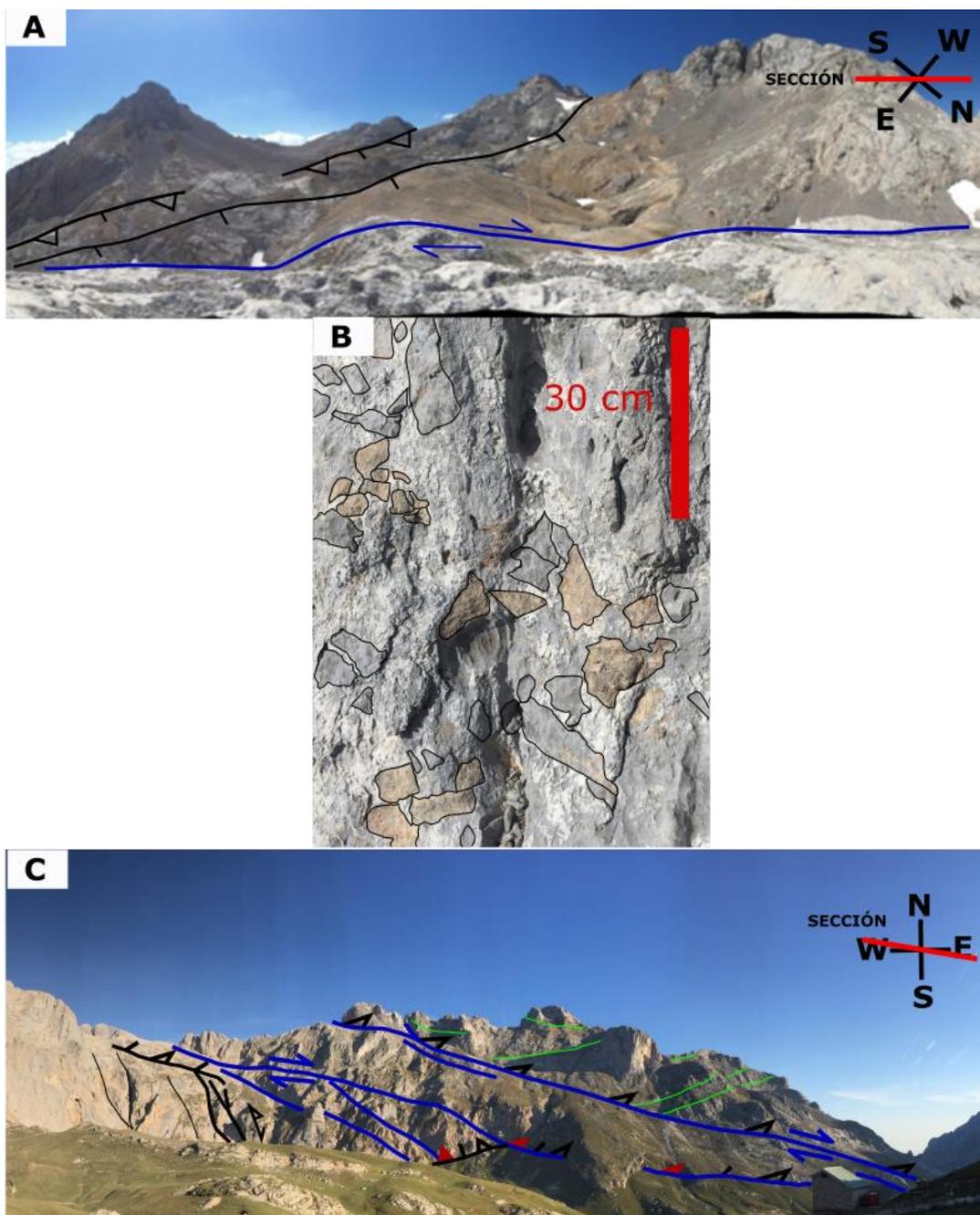


Figura 8.11.- Esquemas sobre fotografías de campo del sector S de la zona de trabajo. A) De S a N, respectivamente: falla de Santa Ana con saltos normal e inverso alpinos, falla alpina de Los Boches, y falla tardi-varisca de Tiros de Santiago. Obsérvese la dolomitización asociada a las fallas permo-mesozoicas y tardi-variscas, más intensa en las primeras. B) Brecha transtensiva retocada por compresión, con cantos angulosos a subangulosos de calizas y calizas dolomitizadas, embebidos en matriz de cristales calcíticos y dolomíticos, y cantos subredondeados, ligeramente orientados e interpenetrados (disolución por presión). C) Esquema del sector Puertos de Áliva-Minas de las Mánforas, Obsérvese el cabalgamiento de Peña Vieja-Cortés (triángulos rojizos) reaprovechado en parte de su trazado por sistemas de fallas tardi-variscas (azul) y fallas alpinas (negro), entre otras relaciones.

8.1.3. Casuística e interrelaciones entre familias genéticas de fallas

El reaprovechamiento (reactivación) y/o corte de estructuras por otras posteriores, dan como resultado una compleja casuística (Tabla 8.I). De esta variedad de casos se pueden encontrar numerosos ejemplos en la cartografía geológica que acompaña a esta memoria (Anexos I, II y III). Las fallas pueden funcionar durante un único evento, el que las generó, o durante uno o varios eventos posteriores, dando lugar a una casuística compleja de superposición de eventos sobre un mismo plano de falla, que tienen cinemáticas y desarrollan estructuras características diferentes:

Tabla 8.I.- Tabla mostrando las combinaciones posibles de reactivaciones o superposición de fallas presentadas en este trabajo. Los 4 elementos posibles son: Cabalgamientos Variscos (CV), fallas Tardi-Variscas (TV), fallas normales Permo-Mesozoicas (PM) y fallas compresivas Alpinas (A).

1 Elemento	Tipos de falla			
	CV	TV	PM	A
2 Elementos	CV-TV	TV-PM	PM-A	
	CV-PM	TV-A		
	CV-A			
3 Elementos	CV-TV-PM	TV-PM-A		
	CV-TV-A			
	CV-PM-A			
4 Elementos	CV-TV-PM-A			
Combinaciones en cada tipo	8	4	2	1
Combinaciones totales	15			

I. Cabalgamientos Variscos no rejugados.

En este grupo se incluyen los cabalgamientos variscos que han sido cartografiados por autores anteriores, en la totalidad o en parte de su trazado (Marquínez, 1978, 1989; Farias y Marquínez, 1991; Farias y Heredia, 1994; Merino-Tomé, 2004; Merino *et al.*, 2009 a, 2014a): el cabalgamiento de Monte Camba, parte del trazado del cabalgamiento de Peña Maín, algunos segmentos del cabalgamiento septentrional de las Invernales del Texu, el tramo superior del cabalgamiento meridional de las invernales del Texu, el cabalgamiento del Valdominguero-Valle de las Moñetas, el de las Vegas de Sotres, los segmentos occidental y central Cortés-Peña Vieja y el Cabalgamiento Basal de Picos de Europa (Anexos I, II, III y VIII).



Un ejemplo de cabalgamiento varisco preservado en el sector N de la zona es el cabalgamiento septentrional de Invernales del Texu (Fig. 8.12), donde las formaciones Láncara y Oville se encuentran invertidas (Fig. 8.12). En este sector, la Formación Láncara muestra pliegues de flexión de falla en rampa de bloque superior y pliegues menores de cizalla oblicua a las capas en rampa de bloque superior. La Formación Oville muestra pliegues de propagación de falla. Al S del cabalgamiento septentrional de las Invernales del Texu, se sitúa la falla tardi-varisca de San Carlos, que se encuentra rejugada como falla compresiva alpina. Al N del cabalgamiento varisco existe otra falla tardi-varisca rejugada como compresiva alpina, la cual pone la Formación Valdediezma en contacto con la base de la Formación Oville. El cabalgamiento varisco septentrional de las Invernales de Texu se encuentra muy verticalizado y presenta un pequeño imbricado despegado en la base de la Formación Láncara que causa una inversión aún mayor de las capas, llegando a buzarse 50° al S. Por esta razón, no es favorable a su reactivación.

En el sector Sur de la zona de estudio, otro caso de cabalgamiento varisco preservado es el sector de Peña Vieja del cabalgamiento Peña Vieja-Cortés, debido a su baja inclinación (Anexos I, II y VIII).

II. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas de dirección Tardi-Variscas.

En la zona estudiada no se encuentran ejemplos de este caso, puesto que los ejemplos de cabalgamientos variscos que han sido rejugados como fallas tardi-variscas también han sido reactivados durante la compresión alpina.

III. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas extensionales Permo-Mesozoicas.

Como en el caso anterior, los ejemplos de este tipo en la zona estudiada presentan una reactivación posterior durante la compresión alpina. No obstante, esta casuística ha sido identificada al NE del área estudiada por Mateos-Herrero (2017).

IV. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas compresivas Alpinas.

Este sería el caso del caso del cabalgamiento que se sitúa en la zona Sur de la sierra de Peña Maín, perteneciente a la rama Sur del Sistema Imbricado de Cabuérniga (Tabla 8.II), y del cabalgamiento meridional de las Invernales del Texu en la Majada de la Carbonal, perteneciente al Sistema Camburero-Peña Castil- Picos del Jierru (Anexos I, II, III, VII y VIII; Tabla 8.III).



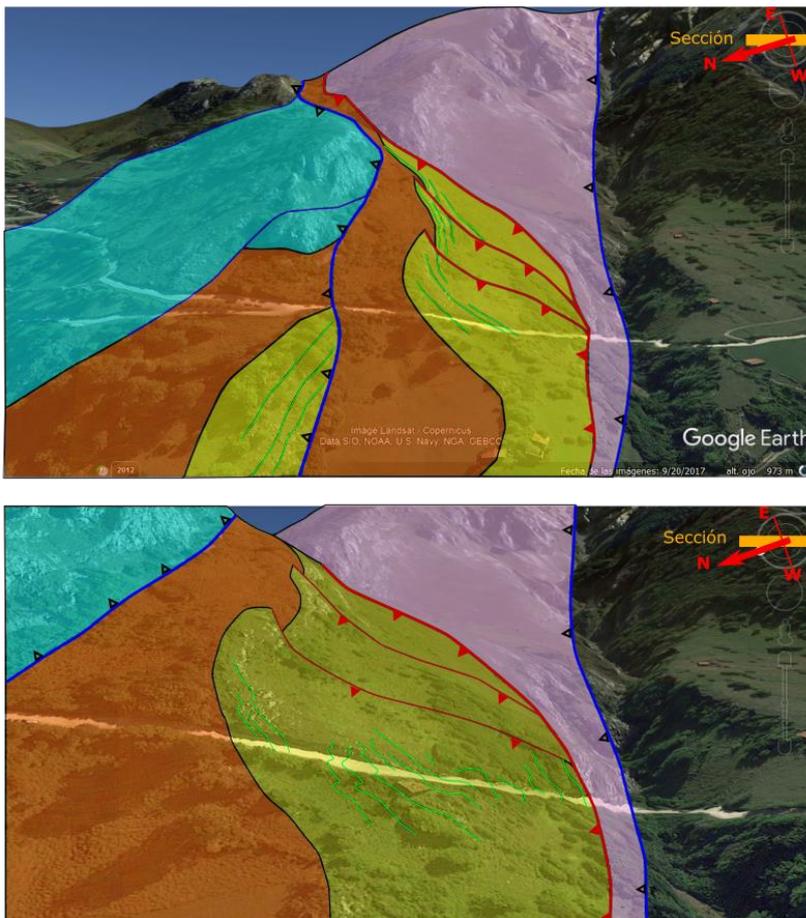


Figura 8.12.- Esquema de la estructura en las inmediaciones del Norte de las Invernales del Texu. Formación Láncara en amarillo, Formación Oville en naranja, Formación Picos de Europa en rosa, Formación Valdediezma en azul. El cabalgamiento varisco septentrional de las Invernales de Texu e imbricado asociado están representados por una línea roja y las fallas tardi-variscas rejugadas por líneas azules con triángulos negros.

Tabla 8.II.- Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento inverso alpino del cabalgamiento Sur de la sierra de Peña Maín

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
- Sinsedimentaria con la Formación Lebeña	Al Oeste
	Sistema tardi-varisco de Jierru-Camburero
Evidencias de actividad compresiva alpina	Al Este
-cobija y corta sucesiones permo-mesozoicas,	Fallas tardi-variscas de San Carlos y
-corta a la falla de San Carlos y fallas permo-mesozoicas	La Caballar

Tabla 8.III.- Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento inverso alpino del cabalgamiento de las Invernales del Texu S en la Majada de la Carbonal.

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
-Sinsedimentaria con la Formación Lebeña	Al Este
Evidencias de actividad compresiva alpina	-A través de una falla alpina hacia la falla tardi-varisca de Jidiellu
-control del relieve (escarpes verticales y bloque N elevado), franja decamétrica de trituración de la roca, estructuras tardi-variscas cortadas por el cabalgamiento	-A través de fallas tardi-variscas rejugadas hacia la falla tardi-varisca del Jierru

Es destacable que la falla situada al sur de Peña Maín podría haber funcionado también como:

- (i) Falla normal permo-mesozoica. Si se reactiva el segmento superior del cabalgamiento varisco, el buzamiento de la falla sería hacia el Sur, por el contrario, cuando rejuega el segmento inferior, la falla normal se inclina hacia el Norte (modelo de Mateos-Herrero, 2017). Las reactivaciones del segmento superior de este cabalgamiento varisco marcarían el límite septentrional de los depósitos permo-mesozoicos de esta zona. No obstante, no se ha observado esta falla normal en el área estudiada, por lo que podría haber sido eliminada por la erosión y por el rejuego del cabalgamiento varisco en la etapa compresiva alpina.
- (ii) Falla extensional Ordovícica, puesto que representa el límite de la Formación Barrios, unas cuarciarenitas de edad Cámbrico medio- Arening, que pasan de varios centenares de metros de potencia al N a desaparecer totalmente al S (Comte, 1959; Truyols *et al.*, 1982, Aramburu y García-Ramos, 1993). Esta falla hundiría su bloque N, donde se depositó la cuarcita, y elevaría el Sur, donde no llegó de tener lugar su sedimentación. No obstante, este hecho tiene otra interpretación, en la que existiría una disminución progresiva hacia el S de la potencia de esta Formación y una erosión relacionada con la discordancia de bajo ángulo en la base del Devónico superior.

V. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas Tardi-Variscas y posteriormente como fallas normales Permo-Mesozoicas.

En la zona de estudio no existen representantes de este caso, pues los cabalgamientos variscos rejugados como fallas tardi-variscas y posteriormente como fallas normales permo-



mesozoicas también han tenido rejugos compresivos alpinos. No obstante, se trata de un caso geométrica y cinemáticamente viable.

VI. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas Tardi-Variscas y posteriormente como fallas compresivas Alpinas.

Este es el caso del cabalgamiento varisco de las Invernales de Texu S en la Horcada de Camburero, donde se desarrolla también un pequeño imbricado de cabalgamientos variscos (Anexos I, III, V, VII y VIII, Tabla 8.IV; Fig. 8.13). Otro ejemplo de cabalgamiento varisco con rejugado tardi-varisco y alpino compresivo es la falla del Sistema Jidiellu-Lechangos que se sitúa al E de la Jabariega (Anexo I y III). En ambos casos se observa que la estructuración inicial varisca condiciona la posición de algunas estructuras tardi-variscas que, posteriormente, rejugan durante la compresión alpina.

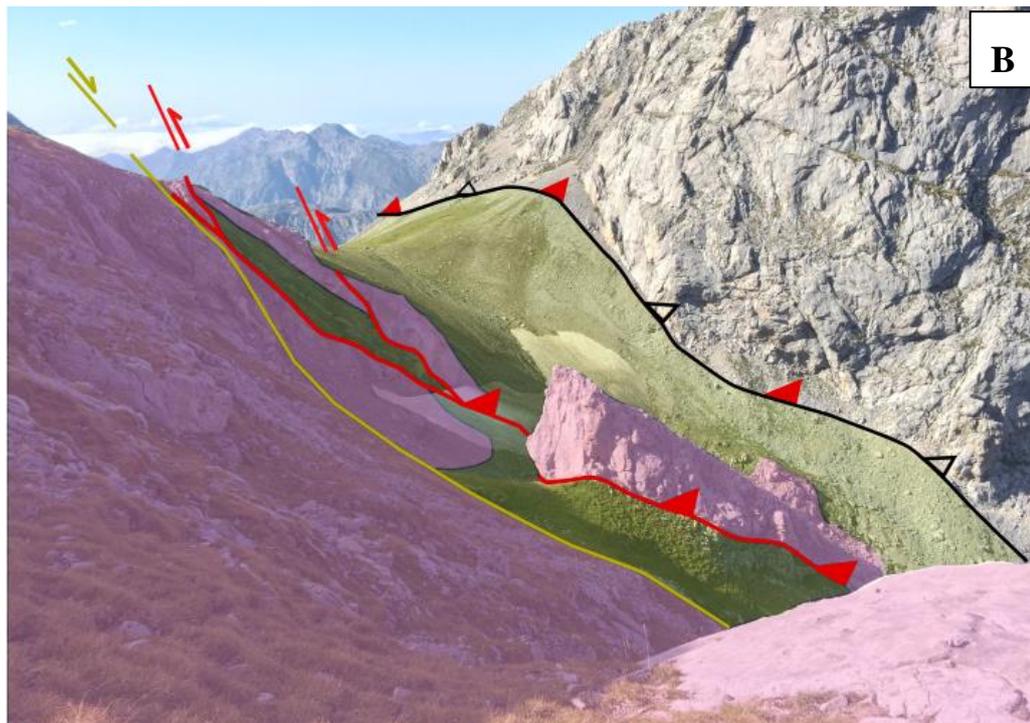
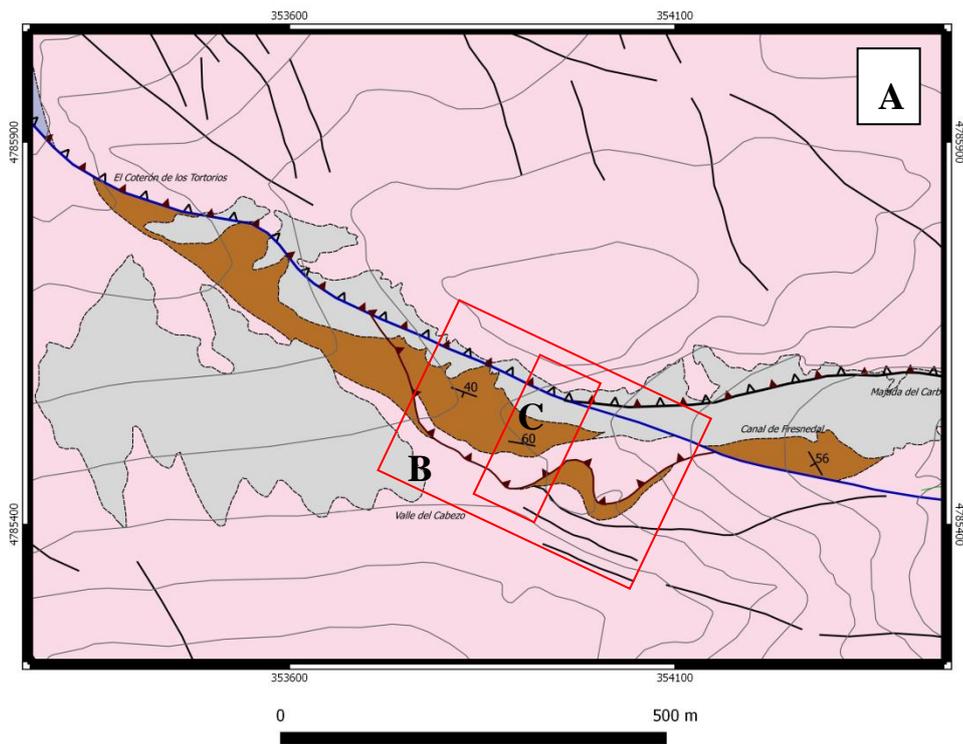
Tabla 8.IV.-Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento inverso alpino del cabalgamiento varisco de las Invernales de Texu S en la Horcada de Camburero.

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
-Sinsedimentaria con la Formación Lebeña	Al Este
	-Segmento rejugado del cabalgamiento varisco de Invernales del Texu S (Majada de Carbonal)
Evidencias de actividad tardi-varisca	
-Transferencia de movimiento de desgarre dextro de la falla Jierru-Camburero -Geometría y posición favorable -Dolomitización, brechificación, presencia de indicios minerales metálicos	
Evidencias de actividad compresiva alpina	Al Oeste (fuera de la zona de trabajo)
-Control del relieve (escarpe vertical y bloque N elevado) -Franja decamétrica de trituración -Estructuras tardi-variscas cortadas por el cabalgamiento -Posición y geometría favorable	-Fallas alpinas y un cabalgamiento varisco reactivado al S de los Albos

VII. Cabalgamientos Variscos rejugados localmente como fallas extensionales Permo-Mesozoicas y compresivas Alpinas

Este es el caso de la Falla de Cámara-Vidrio, en el sector occidental de las minas de las Mánforas (Tabla 8.V), y el cabalgamiento varisco Cortés- Peña Vieja en las cercanías del Jiso (Anexos I, II, VI, VII y VIII, Tabla 8.VI)





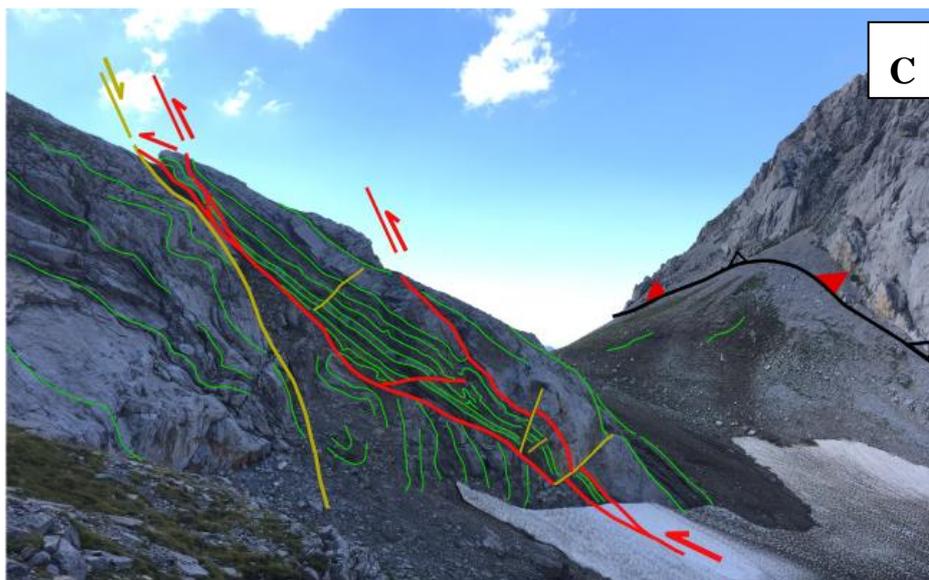


Figura 8.13.-Mapa y Esquemas de la estructura en la Horcada de Camburero. A) Mapa de detalle de la estructuración de la zona y posición de las fotografías. B) Vista general del imbricado afectando a la Formación Lebeña (marrón) y a la Formación Picos de Europa (rosa). En verde, trazas de capa mostrando rampas de bloque superior, pliegues de arrastre en la rampa de bloque inferior. Se observa una falla post-varisca al Sur (izquierda) y la estructura principal al N (derecha): sector del cabalgamiento varisco Invernales del Texu Sur, rejugado por la falla tardi-varisca del Jierru-Camburero y como falla inversa alpina (Sistema Camburero-Peña Castil).

Tabla 8.V.- Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento normal e inverso alpino de la Falla de Cámara-Vidrio, en el sector occidental de las minas de las Mánforas.

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso y normal alpino
-Sinsedimentaria con la Formación Lebeña (Cabalgamiento de Cortés Peña Vieja)	Al Este
Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	-Sector centro-SE de la falla tardi-varisca de Tiros de Santiago (Sistema de Vidrio-Cámara)
-Brechas transtensivas, intensa dolomitización y mineralizaciones de Pb-Zn	
Evidencias de actividad compresiva alpina	Al Oeste
-Estructuras tardi-variscas cortadas -Cabalgamiento varisco de Peña Vieja cortado en la Canal del Vidrio -Salto inverso -Control de relieve. Escarpe al S de Cuetos de Juan de Cuadra	-Fallas alpinas de Santa Ana y Vidrio-Los Boches (Anexos VI y VII)



Tabla 8.VI.- Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento normal e inverso alpino del cabalgamiento varisco Cortés- Peña Vieja en las cercanías del Jiso.

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso y normal alpino
-Sinsedimentaria con la Formación Lebeña (Cabalgamiento de Cortés Peña Vieja)	Al Este
Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	-Sector centro-SE de la falla tardi-varisca de Tiros de Santiago (Sistema de Vidrio-Cámara)
-Brechas transtensivas, -Halo de dolomitización -Menor salto del cabalgamiento varisco comparado con zonas donde no se encuentra reactivado (Anexo I)	
Evidencias de actividad compresiva alpina	Al Oeste
-Movimiento normal resultante del rejuego extensional no coherente con lo observado más al O. Pérdida de salto (compensación con salto inverso) -Control de relieve.	-Fallas tardi-variscas rejugadas del Sistema Vidrio-Cámara

VIII. Cabalgamientos Variscos rejugados como fallas en dirección Tardi-Variscas dextrales, como fallas normales Permo-Mesozoicas y como fallas Alpinas compresivas.

Un ejemplo es la Falla de Cámara-Vidrio que aflora al E de las minas de las Mánforas (Anexos I, III, V, VI, VII y VIII; Tabla 8.VII).

Tabla 8.VII.- Evidencias de actividad en diferentes eventos y transferencia de movimiento normal e inverso alpino de la Falla de Cámara-Vidrio que aflora al E de las minas de las Mánforas.

Evidencias de actividad compresiva varisca	Transferencia de movimiento inverso y normal alpino
-Sinsedimentaria con la Formación Lebeña (Cabalgamiento de Cortés Peña Vieja)	Al Este
Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	-Sector SE de la falla tardi-varisca de Tiros de Santiago (Sistema de Vidrio-Cámara)
-Dolomitización -Transferencia de salto desde el segmento W de las minas de las Mánforas -Orientación/inclinación favorable	
Evidencias de actividad tardi-varisca	
-Continuación del trazado de falla Tardi-Varisca de Tiros de Santiago (Anexo V) -Orientación favorable	



Evidencias de actividad compresiva alpina	
-Movimiento normal resultante del rejuego extensional no coherente con lo observado más al O. Pérdida de salto (compensación con salto inverso)	
-Control de relieve.	

IX. Fallas Tardi-Variscas no rejugadas.

Algunos ejemplos son el segmento NO de la falla de San Carlos (Tabla 8.VIII); el tramo de la Canal de Lechangos de la Falla de Jidiellu (Tabla 8.IX); las fallas de Tiros de Santiago, del sistema tardi-varisco de Cámara-Vidrio; las fallas de las Mánforas-Canal Arenosa (Tabla 8.X) y el segmento SE de la Falla de los Tortorios (Anexos I, II, III, V y VII).

Tabla 8.VIII.- Evidencias de actividad tardi-varisca del segmento NO de la falla de San Carlos.

Evidencias de actividad tardi-varisca
-Falla cortada por la rama Sur del Sistema de Cabuérniga
-No produce resaltes destacables en el relieve
-Franja decamétrica con intensa brechificación y dolomitización

Tabla 8.IX.-Evidencias de actividad tardi-varisca del tramo de la Canal de Lechangos de la Falla de Jidiellu.

Evidencias de actividad tardi-varisca
-Corredor brechificado y dolomitizado de escala decamétrica
-Características geométricas (trazado y dirección)
-No produce resaltes destacables en el relieve
-Parches de dolomitización de cientos de metros en presencia de niveles favorables para la circulación de fluidos (formaciones Alba, Barcaliente, y Valdediezma y el Miembro Tableado de Valdeteja)
-Formación Alba y cabalgamiento de las Invernales del Texu S cortados
-Movimiento de <i>strike-slip</i> dextral
-Falla cortada por las fallas E-O permo-mesozoicas de la cuenca de Sotres.

Tabla 8.X.- Evidencias de actividad tardi-varisca de la falla de las Mánforas-Canal Arenosa.

Evidencias de actividad tardi-varisca
-Brechificación, halo de dolomitización de hasta 30 m, indicios minerales. Mineraliza olistolitos de Formación Lebeña
-Características geométricas (trazado y dirección)
-Falla cortada por el sistema Vidrio-Los Boches- Cotero Placeres de Abajo



X. Fallas Tardi-Variscas rejugadas localmente como fallas normales Permo-Mesozoicas.

Uno de los ejemplos de este tipo de fallas es el segmento NO de la falla de los Tortorios (Anexos I, III, V y VI). Esta falla condiciona la dirección de las fallas normales permo-mesozoicas del extremo occidental de la cuenca de Sotres y la morfología de esta cuenca, ya que la falla de Pandébano reactiva este segmento de la falla de los Tortorios.

Otro caso existe en la Canal de los Tornos, donde una falla con dirección y geometría tardi-varisca típica y salto de *strike-slip* dextro registrado en las unidades adyacentes al Cabalgamiento Basal de los Picos de Europa, presenta un salto normal cuando corta las capas de la Formación Lebeña (Anexos I, III, V y VI).

XI. Fallas Tardi-Variscas rejugadas localmente como fallas compresivas Alpinas

Las fallas tardi-variscas reactivadas como fallas compresivas alpinas pueden funcionar de dos formas: como estructuras laterales o como rampas oblicuas alpinas. En el primer caso, se trata de estructuras de desgarre, que pueden tener salto inverso, y que limitan la continuidad de las fallas alpinas E-O en ambos bloques, de modo que las fallas E-O localizables en un bloque pueden no encontrarse en el otro. En el segundo caso, las fallas pueden funcionar como rampas oblicuas, es decir, fallas inversas en las que el salto tiene, además, componente de *strike-slip*, ya que son oblicuas a la dirección de transporte tectónico. En este grupo se encuentra el segmento meridional de la falla de San Carlos (Anexos I, II, III y V; Tabla 8.XI).

Tabla 8.XI.- Evidencias de actividad tardi-varisca y compresiva alpina del segmento SE de la falla de San Carlos.

Evidencias de actividad tardi-varisca
-Falla cortada por la rama Sur del Sistema compresivo alpino de Cabuérniga
-Salto en dirección
-Dolomitizaciones y silicificaciones
-Brechificación de anchura de decenas a centenares de metros
-Mineralizaciones importantes de Pb-Zn
Evidencias de actividad compresiva alpina
-Control de relieve
-La falla corta al sistema de fallas permo-mesozoicas de Sotres-Pandébano (Anexos I, II, III y VI)
-Posición y geometría favorable
-Salto inverso
-Trituración



Cabe destacar que las mineralizaciones Pb-Zn en el segmento SE de la falla de San Carlos se asocian comúnmente al Permo-Mesozoico. Por esta razón, es factible pensar que este segmento de falla funcionó como extensional durante esta época. Otra opción sería que simplemente hubiese funcionado como discontinuidad por la que progresarían los fluidos hidrotermales mineralizantes durante este período. Tampoco se puede descartar la posibilidad de que existan mineralizaciones tardi-variscas en contexto de transtensión en esta falla. Apoyando la primera opción, en el corte geológico del Anexo II, la solución geométrica más viable para transferir el salto normal de las fallas de Pandébano hacia el E sería, efectivamente, que parte del segmento S de la falla de San Carlos tuviese también un rejuego normal permo-mesozoico. Con esto, también sería necesario el rejuego del segmento NE del cabalgamiento varisco meridional de las Invernales del Texu. Otra solución a la transferencia de saltos podría ser que la falla de San Carlos, dada su posición verticalizada, limitase bloques independientes en Pandébano y en Sotres (Anexos I, III, VI y VII). De esta forma no habría conexión entre las fallas normales al O y al E del segmento S de la falla de San Carlos y las estructuras formarían “teclas de piano” durante el evento extensional, compartimentando la cuenca de Sotres.

Otros ejemplos de estructuras tardi-variscas con rejuego alpino compresivo son: la falla de la Morra (Tabla 8.XII), segmento SE de la falla de Jidiellu (Tabla 8.XIII) y la falla tardi-varisca del Jierru, del Sistema del Jierru-Camburero (Anexos I, II, III, V, VII y Tabla 8.XIV)

Tabla 8.XII.- Evidencias de actividad tardi-varisca y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso alpino de la falla de la Morra.

Evidencias de actividad tardi-varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
-Geometría y trazado	Al Este
-Bandas de escala decamétrica de dolomitización y brechificación	-Falla tardi-varisca de Tiros de Santiago
Evidencias de actividad compresiva alpina	
-Trituración	
-Salto inverso (unidades estratigráficas cortadas y estrías de falla verticales)	
-Control de relieve (levantamiento de bloque septentrional en La Morra)	



Tabla 8.XIII.- Evidencias de actividad tardi-varisca y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso alpino del segmento SE de la falla de Jidiellu.

Evidencias de actividad tardi-varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
-Geometría y trazado -Bandas de escala decamétrica de dolomitización y brechificación -Salto dextro en dirección	Al Oeste
	-Falla alpina compresiva
	Al Este
Evidencias de actividad compresiva alpina -Trituración -Salto inverso (detectado por inconsistencia de desplazamientos aparentes de la falla entre sus sectores NO y SE) -Control de relieve (levantamiento de bloque septentrional en La Morra)	-Fallas compresivas alpinas y un cabalgamiento varisco rejugado como falla alpina inversa (Pico Valdominguero)

Tabla 8.XIV.- Evidencias de actividad tardi-varisca y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso alpino de la falla tardi-varisca del Jierru.

Evidencias de actividad tardi-varisca	Transferencia de movimiento inverso alpino
-Geometría y trazado -Bandas de escala decamétrica de dolomitización, brechificación -Salto dextro en dirección -Indicios de minerales ferruginosos (Horcada del Jierru) y galena (Horcada de Camburero) -Corta las láminas cabalgantes variscas de las Vegas de Sotres y Valdominguero	Al Oeste
	-Segmento NO de la Falla del Jierru
	-Cabalgamiento varisco rejugado en la Majada de la Carbonal
Evidencias de actividad compresiva alpina -Trituración (en corredor de más de 50 m) -Diaclasado muy penetrativo en las proximidades de la falla -Salto inverso (se observa donde los cabalgamientos variscos las Invernales de Texu Sur y Vegas de Sotres están rejugados por la falla del Jierru). -Escarpe de origen tectónico en el bloque N corta las láminas cabalgantes variscas de las vegas de Sotres y Valdominguero	-Falla de La Celada



XII. Fallas Tardi-Variscas rejugadas localmente como fallas normales Permo-Mesozoicas y posteriormente como fallas compresivas Alpinas.

Ejemplos de este tipo serían la falla del Collado Rojo, perteneciente al Sistema de Vidrio-Cámara (Fig.8.14, Tabla 8.XV) y falla de los Tortorios fuera del área de trabajo, en las inmediaciones de Bulnes (Fig. 2.1 y Anexos I, III, V, VI y VII).

Tabla 8.XV.- Evidencias de actividad tardi-varisca, extensional permo-mesozoica y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso y normal alpino de la falla del Collado Rojo.

Evidencias de actividad tardi-varisca	Transferencia de movimiento inverso y normal alpino
-Geometría y dirección -La falla corta el cabalgamiento varisco de Cortés-Peña Vieja	Al Este
Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	-Fallas de Coterro Placeres de Abajo, Canal de los Tornos y el cabalgamiento rejugado del Cortés
-Halo de dolomitización muy desarrollado -Salto normal posteriormente compensado por otro inverso alpino	
Evidencias de actividad compresiva alpina	
-Pequeño salto inverso -Control de relieve.	

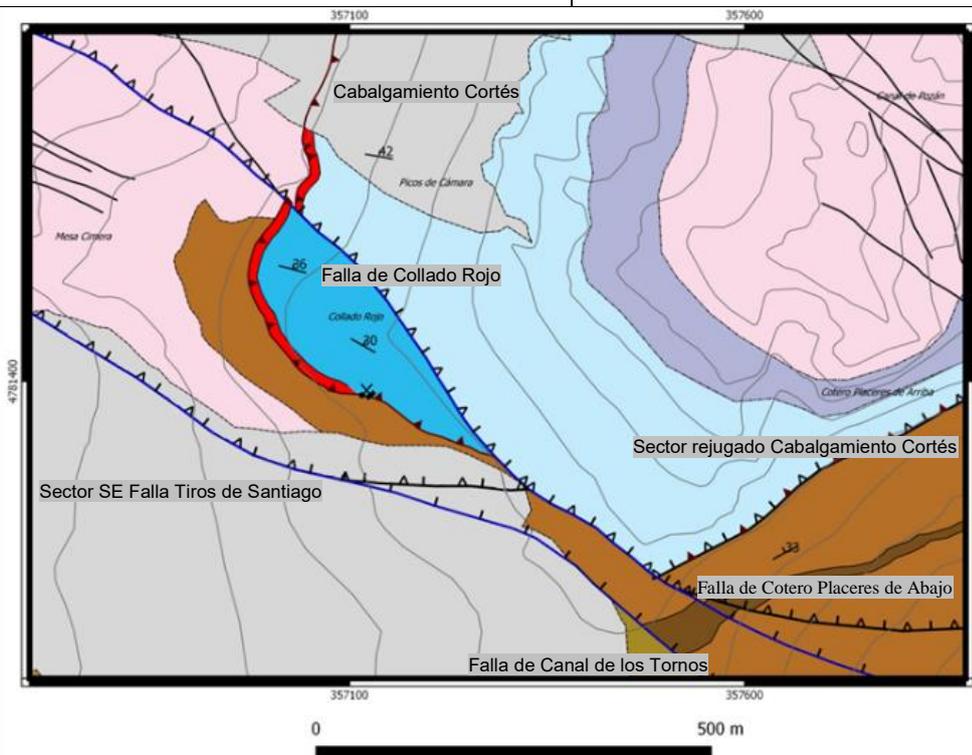


Figura 8.14.- Mapa de detalle de la zona de la Mesa Cimera y el Collado Rojo, en las proximidades del collado de Cámara. Se muestran fallas tardi-variscas (azul) rejugadas como fallas normales (guiones negros) y/o como fallas inversas alpinas (triángulos negros).

XIII. Fallas Permo-Mesozoicas no rejugadas.

Uno de los casos más relevantes es el de la falla de Pandébano, localizada al S de la cuenca de Sotres (Anexos I, III y VI; Tabla 8.XVI). Otro caso es el de la falla del Jitul'Escarandí, con dirección NE-SO, la cual está formada por pequeñas fallas normales permo-mesozoicas que conectan fallas tardi-variscas reactivadas como fallas normales, en algunos casos invertidas, extendiendo la cuenca de Sotres hacia el E-NE (Anexo VI).

Tabla 8.XVI.- Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica de la falla de Pandébano.

Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica
-Sinsedimentaria con formaciones Sotres y Cicera (permo-triásicas)
-Contacto de la Formación Lebeña (Carbonífero superior) con las calizas de la Formación Valdediezma inferior (Carbonífero inferior), con dirección E-O y escarpes en las calizas.

Cabe destacar que, puesto que la Formación Lebeña se sitúa estratigráficamente por debajo de los depósitos permo-mesozoicos discordantes, la existencia de fallas normales permo-mesozoicas sin unidades permo-triásicas en ninguno de sus bloques, en los alrededores de Sotres, de debe a que estas unidades han sido erosionadas en esos sectores.

Además, al observar los cabalgamientos variscos en el sector Norte de la zona de estudio, su dirección y altos buzamientos al NNO o verticales son compatibles con que la dirección de la falla de Pandébano, la del Jitul'Escarandí y otras de este tipo, esté condicionada por reactivaciones de estos cabalgamientos en parte de su trazado (Anexo VI). De hecho, en el corte geológico del Anexo II se interpreta que, en profundidad, las fallas normales permo-mesozoicas coinciden con cabalgamientos variscos o los reactivan, además de rejugan fallas tardi-variscas.

Tabla 8.XVII.- Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso y normal alpino de la falla de la Terenosa.

Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	Transferencia de movimiento normal e inverso alpino
-Dirección E-O y NO-SE en su sector O (condicionada por la fracturación tardi-varisca)	Al Oeste
-Escarpe de falla que indica hundimiento del bloque N, en el segmento de dirección E-O	-Sector NO de Falla de los Tortorios
-Segmento NO de la falla tardi-varisca de Jidiellu-Lechangos marcando un salto normal	
Evidencias de actividad compresiva alpina	
Salto inverso en el segmento con orientación NO-SE	



XIV. Fallas Permo-Mesozoicas rejugadas como fallas compresivas Alpinas.

Casos de este tipo de estructuras son la falla de la Terenosa (Tabla 8.XVII); la falla de Cotero Placeres de Abajo, del Sistema Vidrio-Los Boches-Cotero Placeres de Abajo; la falla del Vidrio-Boches y falla de Santa Ana (Anexos I, III, VI, VII y Tabla 8.XVIII).

Tabla 8.XVIII.- Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica y compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso y normal alpino de la falla de Santa Ana.

Evidencias de actividad extensional permo-mesozoica	Transferencia de movimiento normal e inverso alpino
-Corta estructuras variscas y tardi-variscas	Al E
-Brechas transtensivas	-Segmento O de las Minas de las Mánforas de la falla Cámara-Vidrio
-Dolomitización	
-Indicios minerales de Pb-Zn	
Evidencias de actividad compresiva alpina	
-Retoque de las brechas transtensivas por compresión (clastos más redondeados, ligeramente orientados, indicios de disolución por presión)	
-Escarpes en dirección E-O	
-Desplazamientos inversos en la Canal del Vidrio	

Es relevante que, debido a la posición de la falla de la Terenosa al Sur de la Cuenca de Sotres y su menor inclinación que la falla de Pandébano, la primera falla acomodó parte del movimiento inverso durante la compresión alpina, mientras que la falla de Pandébano no sufrió inversión, por su posición e inclinación (efecto contrafuerte). No obstante, la mayoría de movimiento inverso alpino en la zona N del área de estudio ha sido acomodado por las estructuras al N de la cuenca de Sotres, como el Cabalgamiento rejugado de Peña Maín. De un modo similar, en la zona S del área de estudio, la falla de Santa Ana tiene mayor deformación alpina compresiva que la falla de Vidrio-Los Boches.

XV. Fallas compresivas Alpinas.

La mayoría de los sistemas compresivos alpinos en la zona de estudio se componen de fallas reactivadas, por lo que los ejemplos de fallas compresivas alpinas nuevas, que no resultan del rejugado de estructuras previas, son escasos (Anexos I, II, III y VII). Puesto que las fallas compresivas alpinas son las últimas en emplazarse, están fuertemente condicionadas por la existencia de discontinuidades previas. Por tanto, las fallas compresivas alpinas nuevas corresponden a pequeños segmentos de fallas o de sistemas fallas que conectan fallas previas, permitiendo progresar la deformación donde no hay estructuras anteriores en la zona o éstas son desfavorables al campo de esfuerzos.



Un caso de este tipo de estructuras es la falla de la Celada-Moñetas (Anexos I, II, III y VII; Tabla 8.XIX).

Tabla 8.XIX.- Evidencias de actividad compresiva alpina y transferencia de movimiento inverso alpino de la falla de la Celada-Moñetas.

Evidencias de actividad alpina	Transferencia de movimiento inverso alpino
- Control de relieve - Levanta el relieve del macizo de Peña Castil respecto zonas más al S - Bloque N está levantado y basculado (escarpe de falla en su zona S y superficie estructural en su zona N) - Cambio de pendiente en zona con litología uniforme (N del valle de las Moñetas) - Trituración - Repetición de la lámina cabalgante varisca de las Vegas de Sotres en el Valle de las Moñetas.	Al Este
	-Falla tardi-varisca del Jierru
	Al Oeste
	-Canal de La Celada (Macizo Central de Picos de Europa)

Como resumen de esta casuística, se puede decir que las reactivaciones observables en los cabalgamientos variscos, las fallas tardi-variscas y las fallas normales permo-mesozoicas son variadas y pueden alcanzar un elevado nivel de complejidad. Los factores que condicionan esta superposición de movimientos son los siguientes:

- (1) El momento en el que se producen las fallas y su orientación y geometría.
- (2) La posición de la falla respecto a los nuevos campos de esfuerzos y las características de éstos.
- (3) Las condiciones reológicas de la deformación en los diferentes eventos, entre otras:
 - Presencia de fluidos que favorezcan el movimiento.
 - Disponibilidad de discontinuidades previas o inexistencia de ellas.
 - Densidad de estas discontinuidades y su posición.
 - Presencia de zonas trituradas o dolomitizadas en las zonas de falla.
- (4) La presencia de estructuras tectónicas o de unidades sedimentarias que bloqueen a otras, reflejen la deformación o produzcan efecto contrafuerte (*buttressing*), lo que produce:
 - Cambios locales en el campo de esfuerzos.
 - Cambios en las características de la deformación.



-Reactivación preferente de determinadas estructuras o segmentos de ellas.

- (5) El tipo y cantidad de desplazamiento de las fallas, deducido a partir de indicadores cinemáticos y relaciones de corte, ya sea inverso, normal o desgarre, tanto de los movimientos previos como de las reactivaciones posteriores. En caso de que existan varios tipos de movimientos previos, se debería obtener el resultante.

9. CONCLUSIONES

- Los criterios para identificar las diferentes estructuras, a partir de su geometría, cinemática, grado de deformación y carácter genético son: (i) la presencia de sedimentos sintectónicos, (ii) criterios cinemáticos, (iii) relaciones de corte con otras estructuras, (iv) características de la deformación, e (v) información extrapolable de otras áreas.
- En el área de trabajo se distinguen cuatro tipos de fallas, según su cinemática, geometría y relaciones de corte, que se corresponden con cuatro familias genéticas de estructuras:
 2. Cabalgamientos variscos (cabalgamientos sinuosos). Forman un sistema imbricado de cabalgamientos con un acortamiento aproximado del 70%, con sentido de transporte tectónico hacia el S y buzamiento hacia el N-NE. La secuencia es de tipo *forward* y su emplazamiento es contemporáneo con el depósito de la Formación Lebeña. El trazado sinuoso de estos cabalgamientos se debe a que han sido plegados posteriormente. Su deformación se manifiesta en superficies netas que limitan estrechas zonas cataclásticas o se acomoda mediante estructuras menores, evidenciando deformación bajo saturación en agua, en unos casos plástica y, en otros, rígida. En la zona N del área de estudio poseen mayores inclinaciones y pueden preservar su movimiento Varisco o reactivarse parcialmente y por segmentos en eventos posteriores. En la zona S, donde tienen menores inclinaciones, normalmente son cortados por fallas posteriores, pero también pueden reactivarse localmente.
 3. Fallas tardi-variscas (fallas NO-SE y ONO-ESE de escala kilométrica). Poseen trazados rectilíneos, son verticales o con altos buzamientos al NE y cortan a los cabalgamientos variscos o los reactivan localmente. Presentan silicificaciones, dolomitizaciones, mineralizaciones, trituración y brechificación en sus proximidades y forman husos con zonas intensamente deformadas o dolomitizadas y/o trituradas en su interior. Principalmente, poseen movimientos de desgarre con componente dextra y cierta componente inversa levantando el bloque NE, si bien también pueden tener saltos inversos y normales predominantes, en especial cuando tienen direcciones más próximas a E-O. No crean relieve, aunque las grandes canales de Picos de Europa se sitúan sobre su trazado, por la baja competencia de los materiales triturados. A veces



se encuentran cortadas por estructuras posteriores o reactivadas. De lo contrario, quedan fosilizadas por los depósitos permo-triásicos. Su actividad se localiza en el límite Gzheliense-Pérmico inferior. Estas fallas se agrupan en cinco sistemas, con espaciado de 4 a 6 km, entre los cuales existe una intensa fracturación: Falla de la Caballar, Sistema de San Carlos, Sistema de Jidiellu, Sistema del Jierru-Camburero y Sistema de Cámara-Vidrio.

- 3.a. Fallas permo-mesozoicas hectométricas. Poseen orientaciones NO-SE, NNO-SSE, ONO-ESE, NE-SO y N-S, trazados rectilíneos a curvos de escala hectométrica a unos pocos kilómetros, saltos métricos a decamétricos, son verticales o con altos buzamientos al NE, E, SO u O y forman sistemas de escala kilométrica. Cortan a los cabalgamientos variscos o los reactivan localmente y conforman *splays* de falla, al sucederse en relevo. Presentan dolomitizaciones a lo largo de su trazado y oblicuamente a él (niveles brechoides o bien estratificados) y no generan relieve. Muestran relación con un campo de esfuerzos extensional incipiente, aunque también podrían asociarse a sistemas transtensivos oblicuos a las fallas tardi-variscas. Tienen una edad comprendida entre el final del Carbonífero y el Triásico.
- 3.b. Fallas permo-mesozoicas de escala kilométrica. Presentan direcciones E-O, ESE-ONO, ENE-OSO o NE-SO y buzamientos al N o S. Pueden cortar o reactivar localmente a los cabalgamientos y fallas anteriores. A veces, estas fallas son cortadas por las tardi-variscas reactivadas. Poseen trazados rectilíneos o curvos, condicionados por estructuras previas. A ellas se asocian brechas extensionales, silicificación, dolomitización y mineralizaciones Pb-Zn. Son sinsedimentarias con las unidades permo-mesozoicas, y están relacionadas con un régimen extensional con importante desarrollo en la fracturación. Forman dos sistemas principales: Sistema de Pandébano-Sotres y Sistema del Vidrio-Los Boches-Cotero Placeres de Abajo.
4. Fallas inversas alpinas. En general tienen un trazado E-O y también ENE-OSO, poseen sentido de transporte tectónico al S y cortan y/o reactivan todas las estructuras anteriores. Presentan imbricados de alto ángulo y pueden transferir su salto a estructuras previas. Condicionan el relieve y presentan brechificación/trituración de los materiales en franjas decamétricas en el entorno de la falla. Las brechas asociadas a estas fallas pueden tener cantos ligeramente orientados, subredondeados, en ocasiones de diferentes litologías, con señales de disolución por presión y escasa matriz, aunque excepcionalmente puede ser abundante. Estas estructuras son las últimas en emplazarse y cobijan en ocasiones sedimentos permo-mesozoicos. El acortamiento producido en la zona de estudio por las fallas inversas alpinas es del 12%, menor al de zonas próximas, probablemente por la dificultad de propagación de la deformación alpina por el bloque rígido de los



Picos de Europa, concentrándose la deformación en sus extremos N y S. La deformación alpina compresiva se acomoda en franjas de dirección E-O, que conforman tres sistemas de alta continuidad, con un espaciado de aproximado de 1,5 km, y saltos acumulados de varias centenas de metros: rama Sur del Sistema Imbricado de Cabuérniga, Sistema de Camburero-Peña Castil-Picos del Jierru y Sistema del Vidrio-La Morra-Cortés.

- El reaprovechamiento (reactivación) y/o corte de estructuras por otras posteriores, dan como resultado una compleja casuística con 15 casos posibles, de los que se han encontrado 12 ejemplos: (i) cabalgamientos variscos no rejugados, (ii) cabalgamientos variscos rejugados localmente como: (a) fallas compresivas Alpinas, (b) fallas tardi-variscas y posteriormente como fallas inversas alpinas, (c) fallas extensionales permo-mesozoicas y posteriormente como fallas inversas alpinas, (d) fallas en dirección tardi-variscas, posteriormente como fallas normales permo-mesozoicas, y como fallas alpinas; (iii) fallas tardi-variscas no rejugadas; (iv) fallas tardi-variscas rejugadas localmente como: (a) fallas normales permo-mesozoicas, (b) fallas inversas alpinas, (c) fallas normales permo-mesozoicas y posteriormente como fallas inversas alpinas; (v) fallas permo-mesozoicas no rejugadas, (vi) fallas permo-mesozoicas rejugadas como fallas inversas alpinas y (vii) fallas inversas alpinas, que son las últimas estructuras en producirse.
- Los factores que condicionan la superposición de desplazamientos son: (i) El momento en el que se producen las fallas y su orientación y geometría, (ii) la posición de la falla respecto a los nuevos campos de esfuerzos, (iii) las condiciones reológicas de la deformación en los diferentes eventos, (iv) la presencia de estructuras tectónicas o de unidades sedimentarias que bloqueen a otras y/o reflejen la deformación, o produzcan efecto contrafuerte y (v) el tipo y cantidad de salto de las fallas.
- La estructuración inicial varisca condiciona la posición de algunas estructuras post-variscas. De modo que las fracturas tardi-variscas y cabalgamientos variscos posteriormente juegan durante la extensión alpina, condicionando la geometría de las fallas permo-mesozoicas y de las incipientes cuencas extensionales pérmicas. A su vez, la presencia de estructuras variscas, tardi-variscas y permo-mesozoicas condiciona, a través de su reactivación, la geometría y posición de los principales sistemas compresivos alpinos, por lo que existen pocas fallas inversas alpinas nuevas en la zona de estudio. Las nuevas fallas inversas alpinas se producen en lugares donde no existen estructuras previas o éstas tienen una posición desfavorable al campo de esfuerzos.
- La deformación alpina compresiva se concentra en zonas con pocas discontinuidades previas, y su salto se disipa en zonas con muchas discontinuidades. Esta deformación aprovecha fallas tardi-variscas con brechificación asociada, que favorece la reactivación,



aunque tengan altas inclinaciones y también es frecuente el rejuego de fallas normales permo-mesozoicas, en ocasiones solo invertidas parcialmente, y cabalgamientos Variscos que posean inclinaciones intermedias (35°-70°). Esta deformación es la principal causante del relieve actual.

- Las fallas tardi-variscas reactivadas durante la compresión alpina pueden funcionar como estructuras laterales o como rampas oblicuas alpinas, condicionando, en muchos casos, la extensión lateral de las fallas inversas alpinas, que pueden encontrarse en diferente número a ambos lados de las fallas tardi-variscas.
- Un macizo tan rígido como el de Picos de Europa, a pesar de estar muy fracturado, es poco favorable para la propagación de la deformación alpina compresiva, que se dispersa en abundantes estructuras de poco desplazamiento, situándose las fallas inversas mayores en los bordes N y S del macizo.
- Las estructuras que suelen limitar los imbricados alpinos inversos por el O son fallas tardi-variscas y por el E fallas permo-mesozoicas y cabalgamientos variscos rejugados.
- Algunas familias genéticas de fracturas se identifican por preservar su geometría original a pesar de estar reactivadas (p. ej. las fallas tardi-variscas), sin embargo, otras se identifican mediante criterios cinemáticos y/o deformacionales (p. ej. fallas normales permo-mesozoicas).
- El patrón general del relieve de los Picos de Europa corresponde a suaves pendientes hacia el Norte y escarpadas paredes al Sur, lo cual sugiere que las principales alineaciones de cumbres de este sector de la Cordillera Cantábrica están generadas por estructuras alpinas que basculan los bloques hacia el N.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Adaro, L. de y Junquera, G. (1916). Criaderos de hierro de España: Criaderos de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 2, 1-610.
- Águeda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Salvador, C. I. y Vera de la Fuente, C. (1991). Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, NW Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 162, 325-337.
- Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Bastida, F., Bulnes, M., Heredia, N., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Rodríguez-Fernández, L.R. (2004). Zona Cantábrica: Estructura, Deformación y Metamorfismo. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España, SGE-IGME*, 42-47.
- Alonso, J. L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: Friend (P.F. y Dabrio, C, eds) *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press. Cambridge, 214-227.



- Alonso, J.L., Pulgar, J.A. (2004). Estructura alpina de la Cordillera Cantábrica: generalidades. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España. SGE-IGME*, Madrid, 332–334.
- Alonso, J.L., Marcos, A., y Suárez, A. (2009). Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 4, 451-473.
- Alonso, J. L., Marcos, A., Villa, E., Suárez Rodríguez, A., Merino, O. A. y Fernández, L. (2015). Mélanges and other types of block-in-matrix formations in the Cantabrian Zone (Variscan Orogen, northwest Spain): Origin and significance. *International Geology Review*, 57, 563-580.
- Anderson, G.M. (1975). Precipitation of Mississippi Valley-type ores. *Economic Geology*, 70, 937-942.
- Aramburu, C. y García Ramos, J. C. (1993). La sedimentación Cambro-Ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, 19, 45-73.
- Arthaud, F., Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe, géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139–171.
- Arthaud, F., Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1305–1320.
- Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R. y Vera, C. (1997a). Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sedimentary Geology*, 110, 99–122.
- Bahamonde, J.R., Vera, C. y Colmenero, J.R. (1997b). Geometría y facies del margen progradante de una plataforma carbonatada carbonífera (Unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (1-2), 163-181.
- Bahamonde, J.R., Vera, C. y Colmenero, J.R. (2000). A steep-fronted Carboniferous carbonate platform: clinoformal geometry and lithofacies (Picos de Europa, NW Spain). *Sedimentology*, 47, 645-664.
- Bahamonde, J.R., Kenter, J.A.M., Della Porta, G., Keim, L., Immehausser, A. y Reijmer, J.J.G. (2004). Lithofacies and depositional process on a high, steep-margined Carboniferous (Bashkirian-Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sedimentary Geology*, 166, 145-156.
- Bahamonde, J.R., Merino, O. y Heredia N. (2007). A Pennsylvanian microbial boundstone-dominated carbonate shelf in a distal foreland margin (Picos de Europa Province, NW Spain). *Sedimentary Geology*, 198, 167-193.
- Bahamonde, J.R., Kenter, J.A.M., Della Porta, G. y Hoeflaken, F. van (2008). Facies belts of a Carboniferous carbonate platform (San Antolín-La Huelga section, NE Cantabrian Zone, Northern Spain). *Trabajos de Geología*, 28, 69-86.
- Bahamonde, J. R., Merino-Tomé, O., Della Porta, G. y Villa, E. (2015). Pennsylvanian carbonate platforms adjacent to deltaic systems in an active marine foreland basin (Escalada Fm., Cantabrian Zone, NW Spain). *Basin Research*. 27, 208-229.



- Barnolas, A., Pujalte, V. (2004). La cordillera Pirenaica. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España. SGE-IGME*, Madrid, 233–241.
- Barrois, C. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires Société Géologique du Nord.*, 2, 1-630.
- Bertrand, L. y Mengaud, L. (1912). Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillere Cantabrique entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrenées. *C. R. Academie Sciences* 155, 737-740.
- Blanco-Ferrera, S., Gibshman, N. B., Sánchez de Posada, L. C., Sanz-López, J., y Villa, E. (2008). Bioestratigrafía de la Formación Alba en la sección de las Vegas de Sotres (Misisipiense, Zona Cantábrica). En J. I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela, y J. C. García-Ramos (Eds.), *XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. Colunga, *Libro de resúmenes: Museo del Jurásico de Asturias*, 79-80.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin of northern Spain. *Marine Geology* 32, 53–70.
- Brime, C., García-López, S., Bastida, F., Valín, M.L., Sanz-López, J., Aller, J. (2001). Transition from diagenesis to metamorphism near the front of the Variscan regional metamorphism (Cantabrian Zone, northwestern Spain). *Journal of Geology*, 109, 363–379.
- Cadenas, P., Fernández-Viejo, G., Pulgar, J.A., Tugend, J., Manatschal, G., Minshull, T.A. (2018). Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains. *Tectonics* 37 (3), 758–785.
- Caldevilla, P. (2016). Estudio estratigráfico y sedimentológico de la brecha del Porma y de las facies evaporíticas asociadas (Formación Barcaliente, Carbonífero de la Zona Cantábrica). *Trabajo Fin de Grado*, Universidad de Oviedo (inérito).
- Cámara, P. (1997). The Basque–Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution. *Mémoires Société Géologique de France* 171, 187–191.
- Cámara, P. (2017). Salt and strike-slip tectonics as main drivers in the structural evolution of the Basque-Cantabrian Basin, Spain. En: Soto, J.I., Flinch, J.F., Tari, G. (Eds.), *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins*. Elsevier, *Tectonics and Hydrocarbon Potential*, 371–392.
- Carey, S. W. (1955). The Orocline Concept in Geotectonics, Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255-288.
- Chesnel, V., Samankassou, E., Merino-Tomé, Ó., Fernández, L.P. y Villa, E. (2016a). Facies, geometry and growth phases of the Valdorria carbonate platform (Pennsylvanian, northern Spain). *Sedimentology*, 63 (1), 60–104.



- Chesnel, V., Merino-Tomé, Ó., Fernández, L.P., Villa, E. y Samankassou, E. (2016b). Isotopic fingerprints of Milankovitch cycles in Pennsylvanian carbonate platform-top deposits: The Valdorria record, Northern Spain. *Terra Nova*, 28 (5), 297–382.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Pyrenees Team, E.C.O.R.S. (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411–423.
- Colmenero, J.R., Águeda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Fernández, L.P. y Salvador, C.I. (1993). Evolución de la Cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NW de España. *C. R. XII Congr. Inter. Strat. Geol. Carb. Pérm.*, Buenos Aires, 2, 175-190.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Herdía, N. y González, F. (2002). Carboniferous, Cap. 7. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). *Geological Society London*, 93-116.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Merino-Tomé, O.A. (2012). Evolución espacial y temporal de la cuenca de antepaís varisca de la Zona Cantábrica: desde el estadio molasa a las cuencas transportadas. En: *Geo-guías 9, Excursiones VIII Congreso Geológico de España, 2012 Oviedo* (Ed. por Bahamonde, J.R., Cuesta, A., Fernández, M.A., Fernández, L.P., Colombo, F.), 161-205.
- Comte, P. (1937). La série cambrienne et silurienne du Léon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II A*, Paris, 204, 604–606.
- Comte, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 1.440.
- Cózar, P., Merino-Tomé, O., y Villa, E. (2007). New data (smaller foraminifers and correlation with depositional sequences) on the Las Llacierias section (Late Pennsylvanian, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Facies*, 53, 427–450.
- Cueto y Ruíz Díaz, E. (1926). Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 47 (7), 9-109.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. y Bahamonde, J.R., (2002a). Microfacies and Paleoenvironment of *Donezella* Accumulations across an Upper Carboniferous High-Rising Carbonate Platform (Asturias, NW Spain). *Facies*, 46, 149–168.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser, A. y Bahamonde, J.R., (2002b). Lithofacies Character and Architecture Across a Pennsylvanian Inner-Platform Transect (Sierra del Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 72, 898–916.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R., Immenhauser, A. y Villa, E., (2003). Microbial Boundstone Dominated Carbonate Slope (Upper Carboniferous, N Spain): Microfacies, Lithofacies Distribution and Stratal Geometry. *Facies*, 49, 175–207.



- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. y Bahamonde, J.R., (2004). Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain). *Sedimentology*, 51, 267–295.
- Derégnaucourt, D., Boillot, G. (1982). Carte structurale du Golfe de Gascogne á 1:2400000. En: *Structure géologique du Golfe de Gascogne. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 2 (1–3), 149–178.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (W.E. Hamm, Ed.). *AAPG Memmories*, 1, 108-121.
- Eichmüller, K. (1985). Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, 45–153.
- Eichmüller, K. (1986). Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation. *Boletín Geológico y Minero*, 5, 590-607.
- Embry, A.F. y Klován, J.E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730-781.
- Farias, P. (1982). La estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.
- Farias, P. y Heredia, N. (1994). Geometría y cinemática de los dúplex de Pambuches (Unidad de los Picos de Europa, Zona Cantábrica, NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7, 113-120.
- Farias, P. y Marquínez, J. (1991). The imbricate thrust system of the Picos de Europa Unit (Variscan Belt, NW Spain). *Abstracts of the J. Ramsay Meeting on the Geometry of Naturally Deformed Rocks*. Mitt. Geol. Inst: ETH Zürich, Neue Folge. 136 pp.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias Museo e Laboratorio Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto*, 1, 411-431.
- Fernández, L. P., Bahamonde, J. R., Barba, P., Colmenero, J. R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R., Salvador, C. I., Sánchez de Posada, L. C., Villa, E., Merino-Tomé, O. A. y Motis, K. (2004). La sucesión sinorogénica de la Zona Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed. por Vera, J. A.). *SGE-IGME*, Madrid, España, 34–42.
- Fernández, L. P., Bahamonde, J. R., Barba, P., Colmenero, J. R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R., Salvador, C. I., Sánchez de Posada, L. C., Villa, E., Merino-Tomé, O. A. y Motis, K. (2004). La sucesión sinorogénica de la Zona Cantábrica. En: *Geología de España* (Ed. Vera, J. A.). *SGE-IGME*, Madrid, España, 34–42.
- Fernández, L.P. (1990). Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la Región de Riosa, Quirós y Teverga-San Emiliano. *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo (inédita), 322 p.



- Fernández, L.P. (1995). El Carbonífero. En: Geología de Asturias (Aramburu, C. y Bastida, F. eds.). Ed. Trea, Gijón, 63-80.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G. R., Jennerand, G. A., Gutiérrez-Alonso, G. (2000). Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: Constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of Geological Society*, London, 157, 565–576.
- Fillon, C., Pedreira, D., van der Beek, P.A., Huisman, R.S., Barbero, L., Pulgar, J.A. (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics* 35, 339–356.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental Cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 9-231.
- Gallastegui, J., Pulgar, J. y Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition, *Tectonics*, 21 (4), 1501-1514.
- Galloway, W.E. (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture and classification. *AAPG Bulletin*, 82 (4), 569-595.
- Gand, G., Kerp, H., Parsons, C., Martínez-García, E. (1997). Palaeoenvironmental and stratigraphic aspects of the discovery of animal traces and plant remains in Spanish Permian red beds (Peña Sagra, Cantabrian Mountains, Spain). *Geobios* 30, 295–318.
- García-Espina, R. (1997). La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica - NO de España). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo (inérita).
- García-Mondejar, J., Pujalte, V., Robles, S. (1986). Características sedimentológicas, secuenciales y tectonoestratigráficas del Triásico de Cantabria y norte de Palencia. *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 151–172.
- García-Mondéjar, J., Pujalte, V., Robles, S., Castro, J. y Vallés, J. (1989). Sistemas deposicionales, facies y evolución tectonoestratigráfica de la cubeta pérmica de Peña Labra Peña Sagra (borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, Cantabria y Palencia). En: *Libro Homenaje a Rafael Soler* (AGGEP Ed.) Madrid, 53-65.
- García-Mondéjar, J., Robles, S., Pujalte, V. (1987). Sistemas aluviales pérmicos del área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia). *Journal of Iberian geology*, 11, 5-21.
- Gasparrini, M., Bechstädt Th. y Boni, M. (2006a) Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 543–568.
- Gasparrini, M., Bakker, R.J., Bechstädt, T. (2006b). Characterisation of dolomitizing fluids in the Carboniferous of the Cantabrian Zone (NW Spain): a fluid inclusion study with cryo-Raman spectroscopy. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 1304–1322.
- Golonka, J. (2002). Phanerozoic Reef Patterns. *SEPM Spec. Publ.*, 72, 21-75.



- González Lastra, J. (1978). Facies salinas en la caliza de montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 10, 249-265.
- Gutiérrez Alonso, G., Fernández Suárez, J. y Weil, A.B. (2004). Orocline triggered lithospheric delamination?, En: *Paleomagnetic and Structural Analysis of Orogenic Curvature, Special Paper of Geological Society of America*, 383, 121-131.
- Gutiérrez Alonso, G., Johnston, S.T., Weil, A.B., Pastor-Galan, D., Fernandez-Suarez, J. (2012). Buckling an orogen: the Cantabrian Orocline. *GSA Today*. 4–9.
- Gutiérrez-Alonso, G. (1996). Strain partitioning in the footwall of Somiedo Nappe: Structural evolution of the Narcea Tectonic Window, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 18 (10), 1217-1229.
- Heredia, N. (1986). Estructura Geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica). *Tesis Doctoral*, Universidad de Oviedo (inérita).
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R. y Wagner, R.H. (1990). Carboniferous of the Palentian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Matínez García, Eds.). *Springer-Verlag*, Berlín, 34-38.
- Hernández Pacheco, E. (1935). Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cántabro-Astúrica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 35 (9), 487-497.
- Hernández Pacheco, E. y Hernández Pacheco, F. (1936). Discusión de la nota de los señores Hernández Pacheco. Corte geológico del extremo Oriental de Asturias. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 36, 58-59.
- Herrero, A., Nozal, F., Suárez-Rodríguez, A., Heredia, N. (1994). Aportación al Neogeno de la provincia de León. *Comunicaciones 2º Congreso del Grupo Español del Terciario*. Sociedad Geológica de España, Jaca, Spain, 133–136
- Hirt, A.M., W. Lowrie, M. Julivert, y M.L. Arboleya (1992). Paleomagnetic results in support of a model for the origin of the Asturian Arc, *Tectonophysics*, 213, 321 – 339.
- Jackson, S.A. y Beales, F.W. (1967). An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi Valley-type ores during the late stages of diagenesis. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 15, 393-433.
- Juez-Larré, J., Ter Voorde, M. (2009). Thermal impact of the break-up of Pangea on the Iberian Peninsula, assessed by thermochronological dating and numerical modelling. *Tectonophysics*, 474, 200–213.
- Julivert, M. y Navarro, D. (1984): Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000, hoja 55 (Beleño) y memoria explicativa. *IGME*, Madrid, 46 pp.
- Julivert, M. (1967a). La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1, 1-26.
- Julivert, M. (1967b). La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1, 59-76.



- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.
- Julivert, M. (1978). Hercynian orogeny and Carboniferous paleogeography in Northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129, 565–592.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973). Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Nw Spain). *American Journal Science*, 273, 353-375.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L.E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. IGME, Madrid.
- Kenter, J.A.M., van Hoeflaken, F., Bahamonde, J.R., Bracco Gartner, G.L., Keim, L., Besems, R.E. (2003). Anatomy and Lithofacies of an Intact and Seismic-Scale Carboniferous Carbonate Platform (Asturias, NW Spain): Analogues of Hydrocarbon Reservoirs in the Pricaspian Basin (Kazakhstan). En: *Paleozoic Carbonates of the Commonwealth of Independent States (CIS)* (Eds. By Zempolich, W.G., Cook, H.E.). *SEPM Special Publication*, 77, 185–207.
- Leach, D.L. y Sangster, D.F. (1993). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. En Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., y Duke, J.M. (Eds.), *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper* 40, 289-314.
- Lepvrier, C., Martinez-Garcia, E. (1990). Fault development and stress evolution evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics* 184, 345–356.
- Liñán, E., y Martínez García, E. (2005). Edad de la fauna de trilobites de Sotres (Cámbrico de los Picos de Europa, Asturias, España) y sus consecuencias tectónicas. En J. A. Gámez Vintaned, E. Liñán, y J. I. Valenzuela-Ríos (Eds.), *La cooperación internacional en la Paleontología española*, Zaragoza, *Institución Fernando el Católico*, 89–100.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A. (2002). Permian and Triassic. En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *Geology of Spain. The Geological Society*, London, 195–212.
- López-Gómez, J., Martin-González, F., Heredia, N., de la Horra, R., Barrenechea, J. F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J. B., Borruel-Abadia, V., Pedreira, D., Garcia-Sansegundo, J., Farias, P., Gale, C., Lago, M., Ubide, T., Fernandez-Viejo, G., Gand, G. (2019). New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains: A common tectonostratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. *Earth-Science Reviews*, 188, 249–271.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonik Forschung*, 6, 78–92.
- Lotze, F. (1956). Ubre Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*, 129-139.
- Maas, K. (1974). The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 365–379.



- Mamet, B., Martínez-García, E. (1995). Permian microcodiaceans (algae, incertae sedis) Sotres Limestone, Asturias. *Revista Española de Micropaleontología XXVII*, 3, 107–116.
- Marcos, A. (1967). Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región Onis-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 1, 39-46.
- Marcos, A. (1968). La Tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología.*, 2, 59-87.
- Marcos, A., y Pulgar, J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 163, 256–260.
- Marquínez, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*. 10, 295-315.
- Marquínez, J. (1989). Mapa geológico de la región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.
- Martínez Álvarez, J. A. (1965). Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. *Publicaciones de la Diputación Provincial de Oviedo (I.D.E.A.)*, 132 pp.
- Martínez Álvarez, J. A., Carpio, V., Gutiérrez Claverol, M., Marcos, A., Vargas, I. (1968). Notas sobre las características de la zona de Cueto Negro (Cordillera Cantábrica). *Acta Geológica Hispánica*, 3 (2), 25-28.
- Martínez García, E. (1978). El Cámbrico de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 10, 341-349.
- Martínez-García, E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental. *Trabajos de Geología* 11, 95–127.
- Martínez-García, E. (1990). Stephanian and Permian basins. En: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 39–54.
- Martínez-García, E. (1991a). Orogénesis y sedimentación a finales del Paleozoico en el NE del Macizo Ibérico (Asturias, Cantabria, Palencia). *A.G.G.E.P.* 167–174.
- Martínez-García, E. (1991b). Hercynian syn-orogenic and post-orogenic successions in the Cantabrian and Palentian zones (NW Spain). Comparison with other western European occurrences. *Giorn. Geol.* 53 (1), 208–228.
- Martínez-García, E. y Wagner, R.M. (1971). Marine and continental deposits of Stephanian age in eastern Asturias (NW.Spain). *Trabajos de Geologia*, 3, 285-305.
- Martínez García, E. y Rodríguez Fernández, R. (1984). Memoria de la hoja n.º 56 (Carreña-Cabrales) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), *Instituto Geológico y Minero de España*, 1-45.
- Martínez García, E. y Villa, E. (1999). Edad de los primeros signos de actividad tectónica en el Carbonífero superior de los Picos de Europa (Asturias, NO de España). *Trabajos de Geología*, 21, 229-238.



- Martínez García E., Marquínez J., Heredia, N., Navarro, D., Rodríguez Fernández, L.R. (1984). Memoria explicativa y Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, Hoja N° 56 (Carreña-Cabrales), 2ª Serie. *IGME*.
- Martínez-García, E., Wagner, R.H., Gand, G., Villa, E., Alegre-Mateo, M.T. (2001). Permian of the Cantabrian Mountains (Asturias and Cantabria, NW Spain) and its tectonic significance. En: *XV Annual Field Meeting of the Association de Géologues du Permien (AGP)*, Oviedo, Spain, 1–64.
- Martín-González, F., Heredia, N. (2008). ¿Cómo finaliza la estructura de la Cordillera Cantábrico-Pirenaica hacia el Oeste? *Geo-Temas* 10, 373–376.
- Martín-González, F. y Heredia, N. (2010). Estructuras alpinas en la terminación occidental de los relieves del Orógeno Pirenaico y su relación con la sedimentación terciaria (Macizo Ibérico, NO Peninsular). *XXII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Guía de Campo*, 23 pp.
- Martin-Gonzalez, F., Heredia, N. (2011a). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37 (2), 103–120.
- Martin-Gonzalez, F., Heredia, N. (2011b). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: the western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 502, 75–89.
- Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N., Gallastegui, G. (2012). Interaction of two successive Alpine deformation fronts: Constraints from low-temperature thermochronology and structural mapping (NW Iberian Peninsula). *International Journal of Earth Sciences*. 101, 1331-1342.
- Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Suárez, E., Rodríguez-Fernández, L. (2014). Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: The tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal*. 49 (1), 15-27.
- Mateos-Herrero, G. (2017). Los materiales permo-mesozoicos del entorno del desfiladero de La Hermida y su relación con la tectónica alpina de la Cordillera Cantábrica. *Trabajo de Fin de Máster*, Universidad de Oviedo (inédito).
- Mattauer, M. y Séguret, M. (1971). Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. En: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Technip éd., Paris, IV4.1-IV4.24.
- Merino-Tomé, O. (2004). Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonoestratigráfica de las sucesiones Estefanienses de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica). *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca (inédita), 295 pp.
- Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Fernández, L.P., y Colmenero, J.R. (2007). Facies architecture and cyclicity of an Upper Carboniferous carbonate ramp developed in a Variscan piggy-back basin (Cantabrian Mountains, NW Spain). En Nichols, G., et al. (Eds.) *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 38, 183–217.



- Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Villa, E. y Farias, P. (2009a). Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain): New precisions concerning the timing of arc closure. *GSA Bulletin*, 121, 729-751.
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J. R., Samankassou, E., y Villa, E. (2009b). The influence of terrestrial run off on marine biotic communities. An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennsylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278, 1–23.
- Merino-Tomé, O., Suárez, Rodríguez, A. y Alonso Alonso, J.L (2014a). Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). En *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España*. [en línea]. [15/04/2019]. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000>.
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J. R., Fernández, L. P., Della Porta, G., Gómez-Borrego, A., Piñeiro, C., Samankassou, E., Chesnel, V., Martin-Llaneza, J. (2014b). Mid-Carboniferous calci-mudstones, sapropels and gypsum evaporites in Northern Spain: Analogues for the Mediterranean Sea during the Messinian salinity crisis?. *19th International Sedimentological Congress (ISC 2014) abstract Book*, 492.
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section. En K. R. McClay, ed., *Thrust Tectonics*. London, Chapman and Hall. 235-246.
- Parés, J. M., Van der Voo, R., Stamatakos, J., y Pérez-Estaún, A. (1994). Remagnetization and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 13, 1461-1471.
- Pastor-Galán, D. (2012). Evolución geodinámica del Oroclinal Ibero Armoricano. *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca (inédita).
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G. y Weil, A. B. (2011). Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, 507, 31–46.
- Pastor-Galán, D., Martín-Merino, G. y Corrochano, D. (2014). Timing and structural evolution in the limb of an orocline: The Pisuerga–Carrión Unit (southern limb of the Cantabrian Orocline, NW Spain). *Tectonophysics*, 622, 110–121.
- Pedreira, D., Pulgar, J.A., Gallart, J., Torne, M. (2007). Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees- Cantabrian Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Pérez Estaún, A. y Bea, F., Eds. (2004). Macizo Ibérico. En: Vera, J. A. (Ed.): *Geología de España*, Sociedad Geológica Española e IGME, 2, 19-228.
- Pérez Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J.L.; Marquínez, J. L.; Aller, J; Álvarez Marrón, J; Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.



- Perez-Estaun, A., Martinez-Catalan, J.R., Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of Northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243–253.
- Pérez-Estaún, A. y Bea, F. (2004). Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed), SGE-IGME, Madrid, 19-230.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez Estaún, A., Álvarez-Marrón, J., ESCIN Group (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1–19.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., García-Espina, R. y Marín, J.A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Pulgar, J., Alonso, J. L., García Espina, R y Marín, J. (2009). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Raven, J. G. M., y Van Der Pluijm, B. A. (1986). Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geological Magazine*, 123 (6), 673-681.
- Reüther, C.D. (1977). Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Klustenbewegungen und Fazies differenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen. *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, 28, 1–122.
- Robles, S., García-Mondéjar, J., Pujalte, V. (1987). Sistemas aluviales pérmicos en el área de Peña Labra-Peña Sagra (Cantabria y Palencia). *Cuadernos de Geología Ibérica*. 11, 5-21.
- Robles, S., Pujalte, V.(2004). El Triásico de la Cordillera Cantábrica. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, 274–276.
- Roca, E., Muñoz, J.-A., Ferrer, O., Ellouz, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic Extensional Structure in the Configuration of the Pyrenean Orogen: Constraints from the MARCONI Deep Seismic Reflection Survey. *Tectonics*, 30, TC2001.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1991). Evolución tectonosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 16, 37-52.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1993). Tectonosedimentary evolution of a Carboniferous foreland basin related with arcuated fold-thrust belt. The example of NW Iberian Variscan Belt. *C. R. XII Congr. Inter. Strat. Geol. Carb. Pérm.*, Buenos Aires, 1, 435-445.
- Rodríguez-Fernández, L.R., y Heredia, N. (1987). La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuega-Carrión, NO de España. *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12, 207–229.
- Rodríguez-Fernández, L.R. y Heredia, N. (1988). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad del Pisuega-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). *II Cong. Geológico de España. Vol. Simposios: Cinturones Orogénicos*. Granada. *Temas Geológico-Mineros*, IGME, 9, 65 74.



- Rodríguez-Fernández, L.R.; Fernández, L.P. y Heredia, N. (2002). Carboniferous of the Pisuerga-Carrión Unit. En: García-Lopez, S., Bastida, F. (Eds.), *Paleozoic Conodonts from Northern Spain. Cuadernos del Museo Geominero*, 1, 93-104.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between between Eurasia, Iberia and Africa in the North-Atlantic from the Late Cretaceous, Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613–616.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the Eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Sánchez de Posada, L. y Truyols Santoja, J. (1983). El Carbonífero de la Región de Picos de Europa. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (C. Martínez Díaz, Eds.). *X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 106-115.
- Sánchez de Posada, L. C., Martínez Chacón, M. L., Villa, E. y Menéndez, C. A. (2002). The Carboniferous succession of the Asturian-Leonese Domain. En: *Palaeozoic conodonts from northern Spain* (Ed. By García-López, S. y Bastida, F.). *Cuadernos del Museo Geominero*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1, 125–161.
- Sánchez-Martínez, S., de la Horra, R., Arenas, R., Gerdes, A., Galan-Abellan, A.B., Lopez-Gomez, J., Barrenechea, J.F., Arche, A. (2012). U-Pb ages of detrital zircons from the Permo-Triassic series of the Iberian Ranges: a record of variable provenance during rift propagation. *Journal of Geology*, 120, 135–154.
- Sanz-López, J. y Blanco-Ferrera, S. (2012). Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *GeoTemas*, 13, 90 (CD anexo a Geotemas 13, 163–166).
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Sánchez de Posada, L. C. y García-López, S. (2007). Serpukhovian conodonts from northern Spain and their biostratigraphic application. *Palaeontology*, 50, 883–904.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. y Sánchez de Posada, L.C. (2010). El límite Misisípico/Pensilvánico a partir del contenido en conodontos del estratotipo de la Formación Barcaliente (Zona Cantábrica). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 9, 289–292.
- Sanz-López J., Cózar P., Blanco-Ferrera S. (2016). Discovery of a Mississippian–early Bashkirian carbonate platform coeval with condensed cephalopod limestone sedimentation in NW Spain. *Geological Journal*, 1–26.
- Schneider, J. (2000). Indirekte Rb-Sr-Chronometrie postorogener Hydrothermalsysteme und assoziierter Gangmineralisationen im Rhenohercynikum. *Tesis Doctoral*, Universidad de Giessen, Alemania, 162 pp.
- Schulz, G. (1858). Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. *Imprenta y Librería José González*, Madrid, 138 pp.
- Scotese, C. R. (2001). Atlas of Earth History. *PALEOMAP Project*, Arlington, TX, 58 pp.



- Sibuet, J.C. y Collette, J. B. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19, 522-525.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Sitter, L. V. de (1962). The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains; explanation of a geological map with sections scale 1: 100.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 26, 255-264.
- Sitter, L.V. de., Bosch, W. J. van den (1968). The structure of the SW. Part of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geologische Mededelingen*, 43, 213-216.
- Stampfli, G.M., Kozur, H.W. (2006). Europe from the variscan to the Alpine cycles. En: Gee, D.H., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics. Vol. 32. Geological Society*, London, Memoirs, 57–82.
- Stewart, S.A. (1995). Paleomagnetic analysis of fold kinematics and implications for geological models of the Cantabrian-Asturian arc, north Spain. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20079-20094.
- Suarez-Rodriguez, A. (1988). Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología* 17, 87–98.
- Symons, T. A. D., Tornos, F., Kawasaki, K., Velasco-Roldán, F. y Rosales, I. (2015). Genetic constraints from paleomagnetic dating for the Aliva zinc–lead deposit, Picos de Europa Unit, northern Spain. *Mineralium Deposita*, 50, 953-966.
- Symons, T. A. D., Tornos, F., Kawasaki, K., Velasco-Roldán, F. y Rosales, I. (2017). Temporal constraints on genesis of the Caravia-Berbes fluorite deposits of Asturias, Spain, from paleomagnetism. *Ore Geology Reviews*, 80, 754-766.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406.
- Teixell, A., Labaume, P., Avarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: a review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics* 724-725, 146–170.
- Termier, P. (1905). Sur la structure géologique de la Cordillère Cantabrique dans la province de Santander. *C. R. Academie de Sciences*, Paris, 141, 920-922.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J.P., Hirn, A., Fidalgo-Gonzalez, L., Avedik Avedik, F. (2003). Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. *Journal of Geological Society*, London, 160, 99–116.
- Tornos, F., Gonzalez Clavijo, E., Spiro, B.F. (1998). The Filón Norte orebody (Tharsis, Iberian Pyrite Belt): a proximal low-temperature shale-hosted massive sulphide in a thin-skinned tectonic belt. *Mineralium Deposita*, 33,150-169.



- Tosal, J. M. (1968). Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las Provincias de Oviedo y Santander. *Breviora Geológica Astúrica*, 12 (1), 9-14.
- Truyols Santoja, J. (1983). El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (C. Martínez Díaz, Eds.). *X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 82-94.
- Truyols, J., Arbizu, M., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Martínez Chacón, M. L., Méndez-Bedia, I., Méndez-Fernández, C., Menéndez, J. R., Sánchez de Posada, L. C., Soto, F., Trutols-Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J. y Lorenzo, P. (1982). Memoria del mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 77 (La Plaza, Teverga). *IGME*, Madrid.
- Truyols Santoja, J., González Lastra, J., Marquínez García, J., Martínez Díaz, C., Méndez, C. A., Fernández, C., Sánchez de Posada, L. C. (1984). Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain). En P. K. Sutherland, y W. L. Manger (Eds.), *Compte Rendu Neuvième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, volume 2 biostratigraphy*, Washington and Champaing-Urbana, 148–156.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33, 1239–1276.
- Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., Garcia-Ramos, J.C., Pinuela, L. (2016). Jurassic extension and Cenozoic inversion tectonics in the Asturian basin, NW Iberian Peninsula: 3D structural model and kinematic evolution. *Journal Structural Geology*, 90, 157–176.
- Van der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Hagmaier, M., Bahamonde, J.R., Samankassou, E., Merino Tomé, O. (2007). Marine red staining of a Pennsylvanian carbonate slope: environmental and oceanographic significance. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 1026–1045.
- Van der Voo, R., Stamatakos, J.A., y Parés, J.M. (1997). Kinematics constraints on thrust-belt curvature from sindeformational magnetizations in the Lagos del Valle Syncline in the Cantabrian Arc, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10105-10119.
- Van Veen, J. (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35, 43–103.
- Vera, J. A. Ed. (2004). Geología de España. *Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España*, edición, 884 págs.
- Vergés, J. y García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cenozoic inversion of the Pyrenean rift. *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, 186, 187-212.
- Vergés, J., Millan, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cires, J., Den Bezemer, T. Zoetemeijer, R. y Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8), 903–915.



- Villa, E. y Martínez García, E. (1989). El Carbonífero superior marino de Dobros (Picos de Europa, Asturias, NW de España). *Trabajos de Geología*, 18, 77-93.
- Villa, E., Sánchez de Posada, L.C., Fernández, L.P., Martínez-Chacón, M.L. y Stavros, C. (2001). Foraminifera and biostratigraphy of the Valdeteja Formation stratotype (Carboniferous, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, 45, 59–86.
- Villa, E., Merino-Tomé, O.A. y Bahamonde, J.R. (2015). Late Moscovian to Early Kasimovian Fusulinids from the Ándara Massif, Picos de Europa (Pennsylvanian, Cantabrian Zone, Northern Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, 45, 264-292
- Wagner, R.H., Martínez-García, E. (1982). Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Península. *Trabajos de Geología*, 12, 273–287.
- Wagner, R.H.; Winkler-Prins, c.F., Riding, R.E.; Wagner-Gentis, C.H.T. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León. *Trabajos de Geología*, 4, 603-663.
- Weil, A.B. (2006). Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, Northern Spain. *Tectonics*, 3, 25 pp.
- Weil, A. B. y Sussman, A.J. (2004). Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations. En: Sussman, A.J., Weil, A. B (Eds.), *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses*, Vol. 383, Geological Society of America, 1-16.
- Weil, A.B., van der Voo, R., van der Pluijm B.A., and J.M. Parés (2000). The formation of an orocline by multiple deformations: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc, (Cantabria Zone, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22, 735-756.
- Weil, A.B., Van der Voo, R. and Van der Pluijm, B.A. (2001). Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: the Cantabria–Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29, 991–994.
- Weil, A.B., Gutierrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor-Galan, D. (2016). Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: a geologic synthesis. *Tectonophysics* 582, 25–49.
- Winkler Prins, C.F. (1968). Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): Systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Leidse Geologische Mededelingen*, 43, 41-126.
- Zamarreño, I. (1972). Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, 5, 1-118.
- Zamarreño, I. y Julivert, J. (1967). Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, 1, 135-163.
- Ziegler, P.A. (1993). Late Paleozoic-early Mesozoic plate reorganization: evolution and demise of the Variscan fold belt. En: Ramer, J.F., Neubauer, F. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin, 203–216.



- Ziegler, P.A., Dèzes, P. (2006). Crustal evolution of Western and Central Europe. En: Gee, D.H., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics. Vol. 32. Geological Society*, London, Memoirs, 43–56.
- Ziegler, P.A., Stampfli, G.M. (2001). Late Paleozoic-early mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of the Neotethys. *Natura Bresciana*, 27, 17–34.



ANEXOS

ANEXO I: Mapa Geológico del entorno del valle del río Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, NO de España).

ANEXO II: Corte Geológico A-A'

ANEXO III: Esquema Estructural del entorno del Valle del río Duje (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, NO de España).

ANEXO IV: Mapa de muestras y códigos.

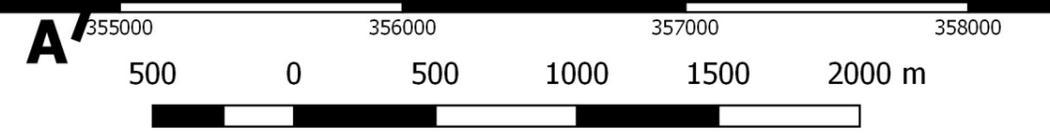
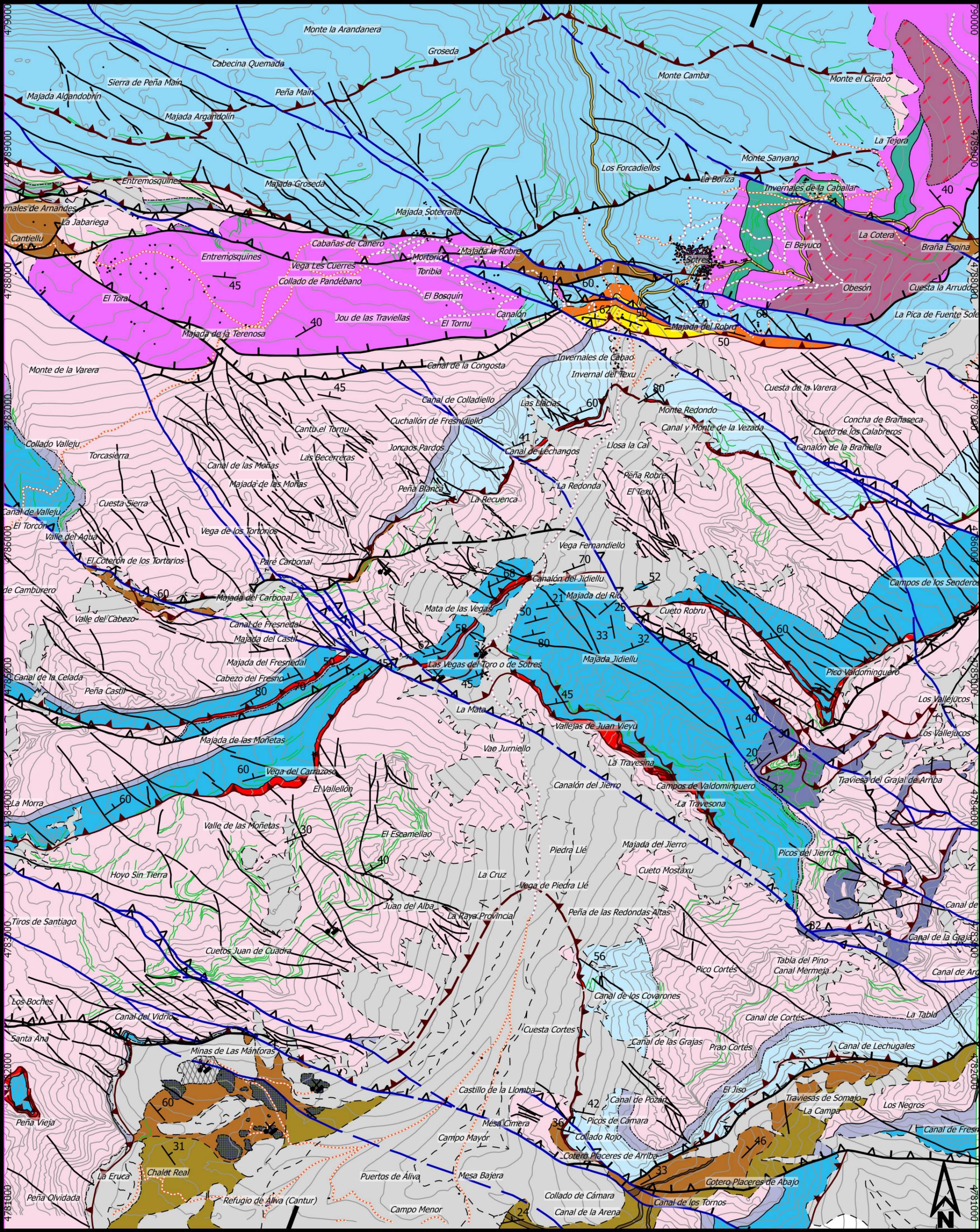
ANEXO V: Esquema Estructural de los sistemas de fallas tardi-variscas con topografía, toponimia y nomenclatura de fallas.

ANEXO VI: Esquema Estructural de los sistemas de fallas permo-mesozoicas con topografía, toponimia y nomenclatura de fallas.

ANEXO VII: Esquema Estructural de los sistemas de fallas inversas alpinas con topografía, toponimia y nomenclatura de fallas.

ANEXO VIII: Esquema Estructural de los cabalgamientos variscos con topografía, toponimia y nomenclatura de fallas.

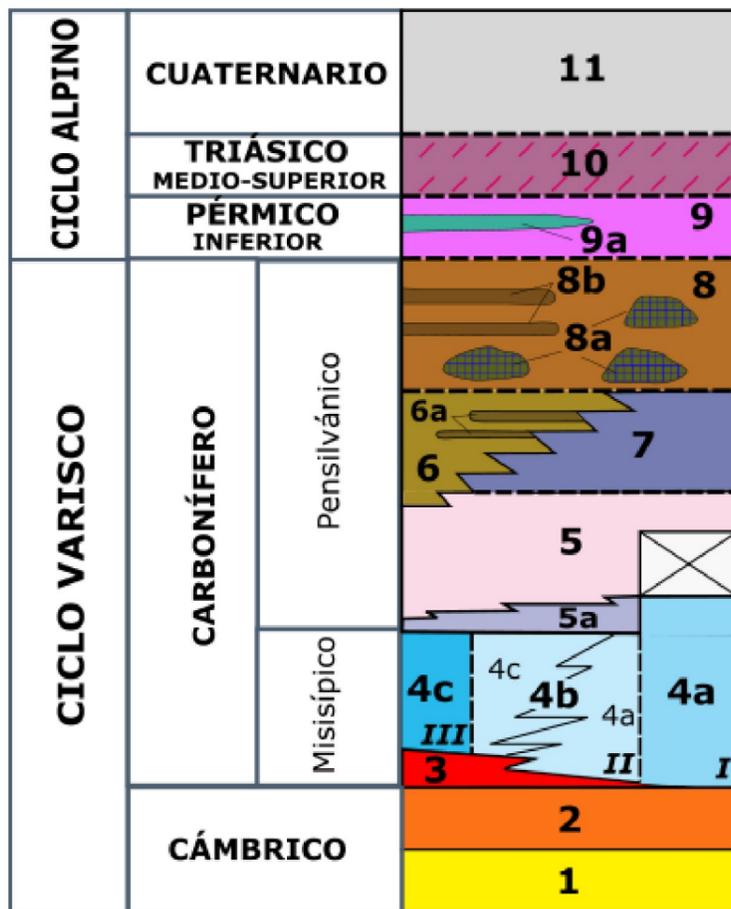




1:25.000

LEYENDA

UNIDAD DE PICOS DE EUROPA



- 11** Cuaternario indiferenciado
- 10** Areniscas conglomeráticas con intercalaciones de lutitas rojas, más comunes hacia techo. Fm. Cicera. (Anisiense sup.- Carniense med.).
- 9** Conglomerados calcáreos con cantos angulosos y matriz rojiza, lutitas negras, areniscas, limolitas y lutitas rojas. Fm. Sotres (Kunguriense); **9a** Calizas lacustres.
- 8** Lutitas oscuras y areniscas alternantes, niveles de calciturbiditas. Fm. Lebeña (Kasimoviense sup.- Gzheliense); **8a** Olistolitos calcáreos; **8b** Niveles de brechas calcáreas.
- 7** Calizas oscuras bioclásticas y bioconstruidas. Fm. Las Llacieras (Kasimoviense sup.)
- 6** Alternancia de limolitas y lutitas oscuras. Fm. Áliva (Moscoviense sup.-Kasimoviense sup.); **6a** Niveles de brechas calcáreas.
- 5** Calizas gris claro bioconstruidas, niveles bioclásticos y niveles rojizos/rosados nodulosos/brechoides. Fms. Valdeteja y Picos de Europa (Bashkiriense-Kasimoviense inf.); **5a** Calizas bioclásticas, brechas y espiculitas. Base de la Fm. Valdeteja (Bashkiriense inf.).

- 4a** Calizas grises con bioconstrucciones algares y niveles bioclásticos. Fm. Valdediezma (Viseense- Bashkiriense inf.); **4b** Fm. Barcaliente en intercalaciones, o a techo de Fm. Valdediezma; **4c** Calizas laminadas negras con calciturbiditas. Fm. Barcaliente (Serpukhoviense). **I.** Sección de alrededores de Sotres-Pirué. **II.** Secciones de Vegas del Texu y Puertos de Áliva. **III.** Sección de Vegas de Sotres.
- 3** Calizas nodulosas rojas con intercalaciones de radiolaritas. Fm. Alba (Tournaisiense sup.-Viseense)
- 2** Pizarras verdes y areniscas con glauconita. Fm. Oville (Cámbrico med.)
- 1** Calizas grises con glauconita, dolomías tableadas y calizas nodulosas rojas. Fm. Láncara (Cámbrico inf. - Cámbrico med.)

SIGNOS CONVENCIONALES

- Labores mineras abandonadas
- Dirección y buzamiento de capas
- Escombrera de mina
- Carretera Autónoma
- Vía sin asfaltar (pista)
- Camino de montaña

CONTACTOS

- Traza de capa
- Concordante
- Concordante supuesto
- Discordante
- Discordante supuesto

FALLAS

- Falla indiferenciada
- Cabalgamiento Varisco
- Cabalgamiento Varisco supuesto
- Cabalgamiento Varisco con rejuogo Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco supuesto con rejuogo Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco con rejuogo Tardi-Varisco y Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco supuesto con rejuogo Tardi-Varisco y Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco con rejuogo Normal Permo-Mesozoico y Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco con rejuogo Tardi-Varisco, Normal Permo-Mesozoico y Compresivo Alpino
- Cabalgamiento Varisco supuesto con rejuogo Tardi-Varisco, Normal Permo-Mesozoico y Compresivo Alpino
- Falla Tardi-Varisca
- Falla Tardi-Varisca supuesta
- Falla Tardi-Varisca con rejuogo Normal Permo-Mesozoico
- Falla Tardi-Varisca con rejuogo Compresivo Alpino
- Falla Tardi-Varisca supuesta con rejuogo Compresivo Alpino
- Falla Tardi-Varisca con rejuogo Normal Permo-Mesozoico y Compresivo Alpino
- Falla Tardi-Varisca supuesta con rejuogo Normal Permo-Mesozoico y Compresivo Alpino
- Falla Normal Permo-Mesozoica
- Falla Normal Permo-Mesozoica con rejuogo Compresivo Alpino
- Falla Alpina Compresiva
- Falla Alpina Compresiva supuesta

