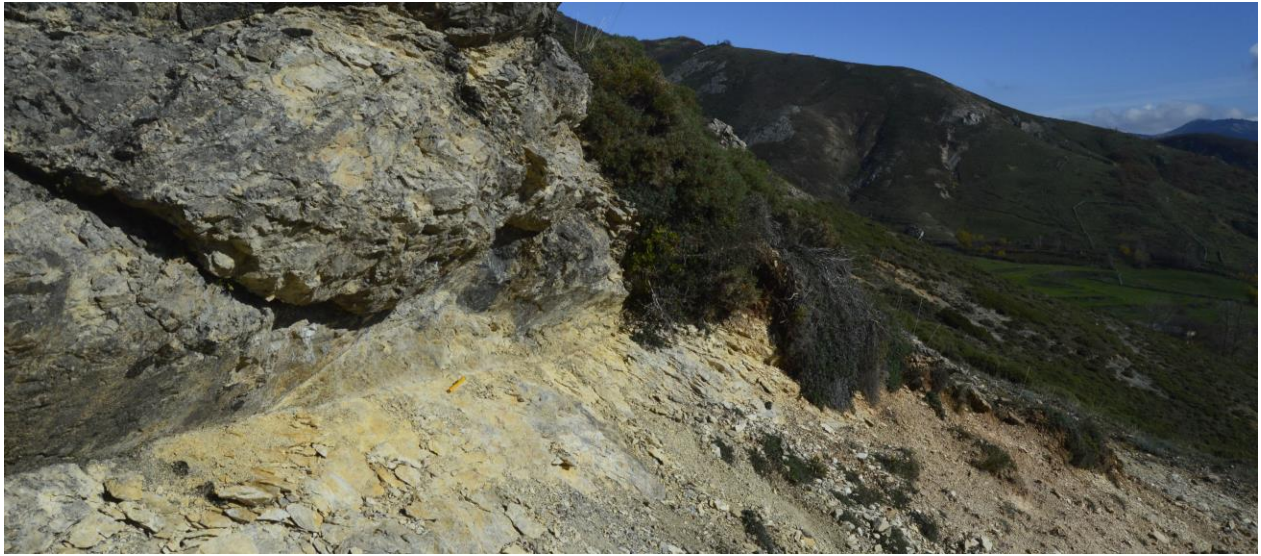

Geometría, cinemática y rocas de falla en la parte basal del Manto de Somiedo (Región de Babia, noroeste de España)



Trabajo Fin de Máster

NORBERT CALDERA GRAU

Junio 2016

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica



Universidad de Oviedo





Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Universidad de Oviedo



ASTURIAS
CAMPUS DE EXCELENCIA
INTERNACIONAL
AD FUTURUM

D. Norbert Caldera Grau, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “Geometría, cinemática y rocas de falla en la parte basal del Manto de Somiedo (Región de Babia, noroeste de España)”, 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 8 de Junio de 2016

Fdo. Norbert Caldera Grau

El Dr. Juan Luis Alonso Alonso, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “Geometría, cinemática y rocas de falla en la parte basal del Manto de Somiedo (Región de Babia, noroeste de España)”, realizado por D. Norbert Caldera Grau, y autoriza su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 8 de Junio de 2016

Fdo: Juan Luis Alonso Alonso

Agradecimientos

Una vez finalizado este trabajo de investigación uno se da cuenta del crecimiento y progreso, tanto a nivel académico como personal, experimentados. La realización de dicho proyecto hubiera sido difícilmente alcanzable de no ser por la comprensión, dedicación y ayuda de todas aquellas personas que han colaborado de una forma u otra a su desarrollo.

En primer lugar me gustaría agradecer a los Doctores Juan Luis Alonso Alonso y Sergio Llana Fúnez, profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, la tutelación de este trabajo. Por la dedicación y esfuerzo que han brindado a este trabajo, por la paciencia y voluntad de enseñar y por darme la confianza y oportunidad de introducirme al mundo de la investigación.

Un trabajo de investigación siempre está respaldado por el reconocimiento y apoyo desinteresado de las personas que más nos quieren, y que día a día nos dan fuerza y motivación para mejorar y crecer como profesionales.

Por ello quiero hacer extensivo el agradecimiento a toda mi familia, especialmente a mis padres, hermana y pareja que, con su apoyo incondicional me han brindado la oportunidad de vivir una experiencia muy enriquecedora durante estos dos años de máster.

Agradecer también a los compañeros y amigos la aportación de buenas ideas e intercambio de conocimientos.

Por último agradecer al Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y a los servicios científico-técnicos de la Universidad su ayuda con el tratamiento y el análisis de las muestras de rocas de falla.

A todos, muchas gracias.

“Sin continuo crecimiento y progreso, tales palabras como mejora, logro y éxito no tienen significado”

Benjamin Franklin

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Situación Geográfica	3
1.2. Situación Geológica	4
1.3. Antecedentes en la zona de estudio	5
1.4. El análisis microestructural de rocas de falla	7
1.5. Objetivos del trabajo	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
3. ESTRUCTURA DEL MANTO DE SOMIEDO ENTRE ROBLEDO Y COSPEDAL	11
3.1. Cabalgamiento basal del manto	11
3.2. Pliegues frontales	12
3.3. Estructura posterior al emplazamiento del Manto de Somiedo	13
4. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE FALLA	14
5. CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS MENORES	16

5.1.	Estrías de falla	17
5.2.	Pliegues	18
5.3.	Lineaciones de intersección	21
6.	METODOLOGÍA EN EL ESTUDIO MICROSCÓPICO DE LAS ROCAS DE FALLA	22
6.1.	Microscopía óptica	22
6.2.	Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)	22
6.3.	Análisis digital de las imágenes	23
7.	MICROESTRUCTURA DE LAS ROCAS DE FALLA	25
7.1.	Cataclasitas	25
7.2.	Ultracataclasitas	27
7.3.	Espejos de falla	28
7.4.	Análisis digital de las imágenes de cataclasitas	30
8.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	31
8.1.	Estructura	31
8.2.	Rocas de falla	32
9.	BIBLIOGRAFÍA	34
	Anexos	39

Resumen

El propósito del presente trabajo es ampliar el conocimiento geológico de uno de los mantos más significativos de la Zona Cantábrica, el Manto de Somiedo, emplazado durante el desarrollo de la Orogenia Varisca. La zona de estudio se encuentra en un sector de la base de este manto, entre las localidades de Robledo y Cospedal.

Se analiza la geometría de las unidades cabalgantes mediante la realización de un nuevo mapa geológico de detalle. La superficie de cabalgamiento basal es paralela a la estratificación del bloque cabalgado (rellano), mientras que las escamas imbricadas presentan zonas de rellano y de rampa. Los criterios cinemáticos como son estrías de falla, ejes de pliegues y lineaciones de intersección, han sido objeto de estudio con el fin de aportar datos tangibles para poder determinar la dirección de transporte tectónico una vez restituido el basculamiento producido por estructuras posteriores.

Las rocas de falla se desarrollan en la base del manto con niveles de potencia métrica y acumulan el desplazamiento kilométrico de toda la lámina cabalgante. El estudio de la zona de falla proporciona dos tipos de roca separadas en dos niveles distintos. El estudio microestructural se ha basado en la observación con microscopía óptica y electrónica de cataclasitas, ultracataclasitas y espejo de falla, lo que ha permitido caracterizar en una primera instancia la enorme reducción de tamaño de partícula por fracturación asociada a la deformación. En segunda instancia, se ha cuantificado la distribución de fragmentos en las cataclasitas calculando el exponente de tamaños de partícula de las muestras analizadas entre un rango de tamaños de 1 a $>450 \mu\text{m}$.

Abstract

The aim of this work is to contribute to the geological knowledge of one of the major tectonic units within the Cantabrian Zone, the Somiedo nappe, emplaced during the Variscan Orogenic Belt. The study area is located at a specific segment at the base of the nappe between the towns of Robledo and Cospedal.

A detailed geological map has been made in order to analyze the geometry of the Somiedo nappe and its kinematics during emplacement. The main thrust is parallel to the bedding in the footwall stratigraphic formations (flat). In the hanging wall, imbricates and minor thrusts indicate the existence of ramps in addition to local flats. Kinematic criteria such as striations or slickenlines, fold axes and intersection lineations between the thrust surfaces and bedding have been studied, allowing to establish a tectonic transport direction during the emplacement of the nappe.

Fault rocks developed at the base of the nappe accommodate several kilometers of displacement. The fault zone contains fault rocks in two distinctive structural levels. The study of microstructures in fault rocks include observations made in optical and electronic microscopy of cataclasites, ultracataclasites and fault mirrors (slip surface) in which the grain size reduction has been substantial. The particle size distribution associated with the process of fracturing was quantified for a size range between 1 and $>450 \mu\text{m}$. It follows a power law with variable exponents function of the particle size, the larger the particle size fraction, the higher the exponent D .

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Situación Geográfica

El Manto de Somiedo hace honor al paraje más emblemático a los que pertenece, el Parque Natural de Somiedo, que se extiende por la provincia de Asturias. Fue el primer espacio natural asturiano declarado como tal en 1988 y posteriormente como Reserva de la Biosfera en el año 2000. Dicho espacio está compuesto por cuatro valles principales y abarca 29.122 hectáreas de pura naturaleza, altas cumbres, grandes lagos e interminables bosques que sirven de refugio de multitud de especies animales como urogallos, ciervos, lobos y osos.

Existen otros parajes representativos y declarados Reserva de la Biosfera: el Valle de Laciana y Babia, situados al sur de Somiedo. Babia es la tercera Reserva de la Biosfera del Manto de Somiedo y donde se localiza la zona estudiada en el presente trabajo.

La zona de estudio (Fig. 1) se encuentra entre Cospedal y Robledo, donde aflora la zona basal del Manto de Somiedo. Dichos pueblos están separados por aproximadamente 2 km de distancia y las coordenadas UTM que representan dichas localidades son 43.0050598, -6.0105673 para Cospedal y 42.9729374, -6.0747781 para Robledo.

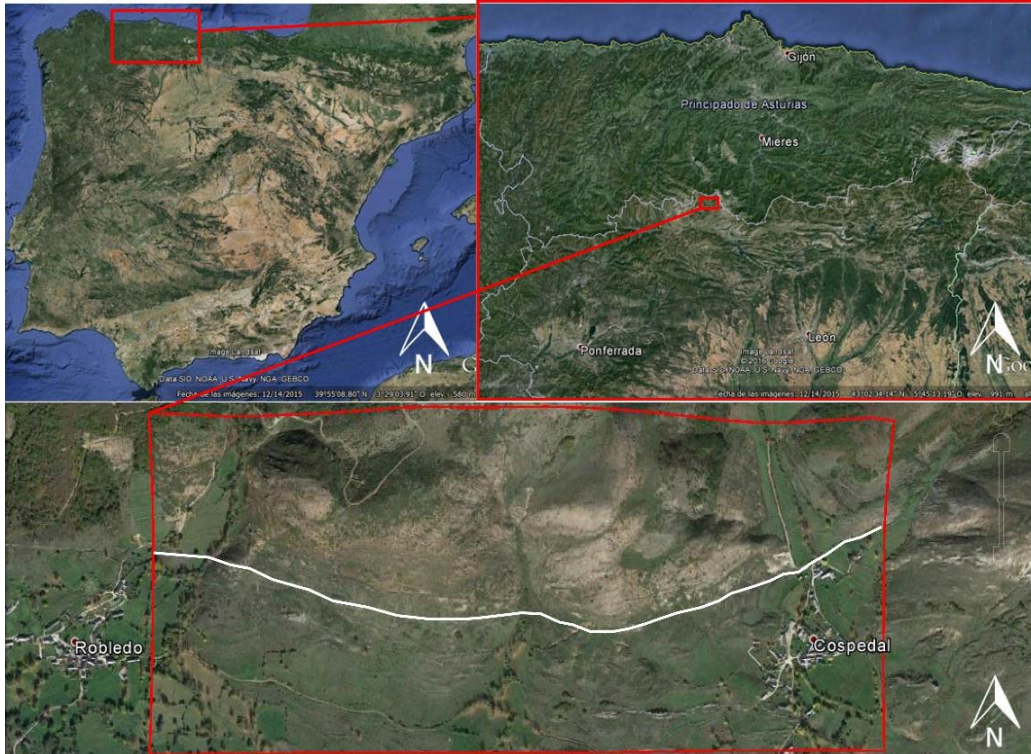


Fig. 1. Imagen de satélite de la situación geográfica de la zona de estudio. El trazado blanco representa la superficie de cabalgamiento basal del Manto de Somiedo estudiada.

1.2. Situación Geológica

La unidad de Somiedo está situada en el extremo suroccidental de la Zona Cantábrica (ZC) (Fig. 2), que corresponde a la parte externa del Macizo Ibérico del NO de la Península, y se caracteriza por la existencia de cabalgamientos y pliegues asociados. En un contexto más general constituye el núcleo del Arco Ibero-Armoricano (o Arco Astúrico).

La Zona Cantábrica está constituida por cabalgamientos vergentes hacia la cuenca de *foreland* en un régimen de tectónica de despegue o apalachense (Pérez-Estaún, et al. 1988) denominada de piel fina (De Sitter, 1959, 1962; Julivert, 1971) con escasa deformación interna. El sistema de cabalgamientos forma una cuña con pérdida de espesor hacia el este. El horizonte de despegue más importante dentro de la Zona Cantábrica es la Formación Láncara, constituida por calizas y dolomías.

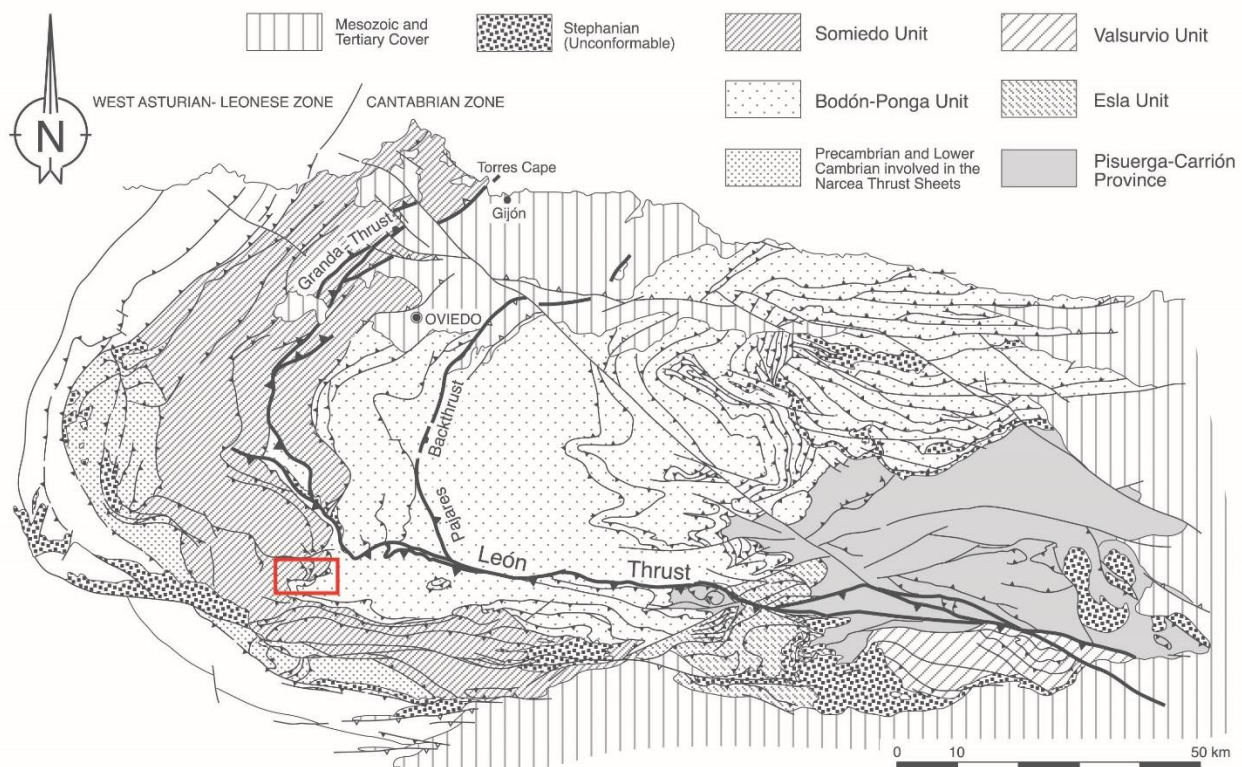


Fig. 2. Mapa geológico de la Zona Cantábrica (Alonso, et al. 2009). El recuadro rojo representa la zona de estudio.

En la Zona Cantábrica antiguamente se distinguieron dos familias de pliegues denominados, sistema longitudinal y sistema transversal, de acuerdo con su relación con el Arco Ibero-Armoricano (Julivert y Marcos, 1973). Con posterioridad se introdujo la

terminología de pliegues frontales y laterales para referirse a la relación geométrica entre los pliegues y los cabalgamientos. Estos pliegues pueden deformar algunos cabalgamientos y se definen de la siguiente manera:

- Los pliegues longitudinales están relacionados principalmente con las estructuras frontales de los cabalgamientos (Pérez-Estaún, et al., 1988).
- Los pliegues transversales están relacionados con rampas laterales y adquieren una mayor representatividad en la unidad del Ponga.
- En los últimos estadios de la deformación varisca se produjo un apretamiento de las estructuras en dirección Norte - Sur (Alonso, 1987 a, 1989; Weil, et al., 2000) que afectó a la disposición y ángulo entre los pliegues y los cabalgamientos.

Cabe destacar la presencia de fallas de desgarre (*tear*) algunas de grandes dimensiones, que compartimentan estructuras mayores, formadas durante el emplazamiento de los cabalgamientos y reactivadas en diferentes episodios (Alonso, 1987).

El clivaje en la Zona Cantábrica es prácticamente inexistente a excepción del sector NO en el límite occidental, que presenta el mismo clivaje primario que la Zona Astur-Occidental Leonesa. En la parte sur de la Cuenca Carbonífera Central y Pisuerga-Carrión existe un clivaje subhorizontal o con un ligero buzamiento al norte (Aller, 1986, Alonso, 1987) más tardío, y que corta la mayoría de los pliegues. La ausencia de metamorfismo, esquistosidad y deformación interna apreciable de las rocas de la Zona Cantábrica indica que la tectónica tuvo lugar en condiciones relativamente superficiales (Julivert, 1971; Bastida et al. 1984; Bastida et al. 2002).

Asimismo, durante la deformación alpina se originaron nuevas fallas y se reactivaron algunas de las preexistentes junto con el reapretamiento de los pliegues orientados en dirección E-O, perpendiculares a la dirección de compresión tectónica alpina (Pulgar et al., 1999).

1.3. Antecedentes en la zona de estudio

El conocimiento geológico del Manto de Somiedo se debe a los trabajos realizados por diferentes autores desde mediados del siglo pasado. La primera publicación geológica referente a la región es la de Schulz (1858) que proporciona una cartografía geológica básica. Medio siglo más tarde Adaro y Junquera (1916) incluyen la cartografía de la parte NE del manto y la interpretan como una estructura de pliegues.

Los primeros autores que reconocieron dicho manto fueron Gómez de Llarena (1946) y Gómez de Llarena y Rodríguez Arango (1948) quienes dibujaron el trazado del mismo.

Posteriormente García Fuente (1952, 1959), publicó la cartografía a escala 1:50.000 de la parte NE del manto. Por entonces el conocimiento del área más occidental hasta el Precámbrico era escaso. El único documento sobre la zona del que se tenía constancia era el esquema de Julivert y Pello (1967) que muestra la deformación del manto con el trazado de algunos de los pliegues más importantes.

La primera publicación dedicada específicamente al manto de Somiedo es la de Julivert et al. (1968). En dicha publicación se presentan descripciones estructurales detalladas, acompañadas de la cartografía geológica del área. También define la relación entre las diferentes escamas y los pliegues longitudinales y transversales. Un año más tarde van den Bosch (1969) (Fig. 3) describe por primera vez las relaciones geométricas del cabalgamiento en la localidad de Cospedal, zona de estudio del presente trabajo. En esta zona define un paralelismo entre la formación Láncara y la de San Emiliano con una superficie expuesta de unos 300 metros. Además afirma que el plegamiento local del manto se debe al Anticlinal de Villasecino que se formó en etapas posteriores al movimiento del manto.

Quince años después, en Bastida et al. (1984), se amplía el conocimiento sobre el manto con una cartografía mejorada y una interpretación tectónica más detallada. La construcción de cortes balanceados permite analizar la geometría de las estructuras cabalgantes y de los pliegues principales. A partir del análisis geométrico se presenta una restauración parcial del estado del manto que sirve como síntesis de las conclusiones obtenidas.

Los trabajos posteriores de Alonso et al. (1989) y Bastida y Gutiérrez (1989) contienen la recopilación cartográfica de las unidades occidentales y de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica, respectivamente, distinguiendo entre pliegues frontales y laterales. La publicación más reciente del Manto de Somiedo es la Hoja de Barrios de Luna del mapa geológico de España a escala 1:50.000, realizada por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE) (Suárez-Rodríguez et al., 1991). En la actualidad el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha elaborado una cartografía geológica continua de todo el territorio nacional basada en la cartografía 1:50.000, que se encuentra disponible en el servidor de mapas en línea del Instituto.

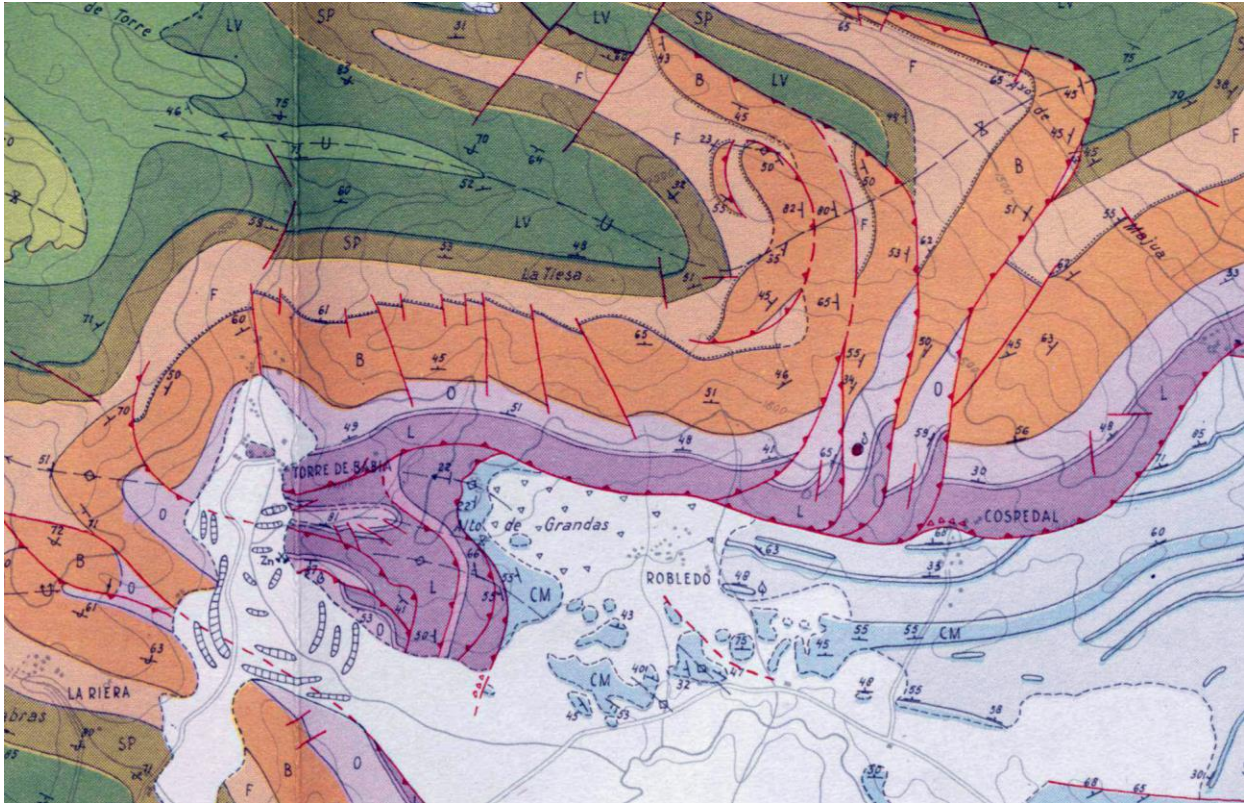


Fig. 3. Ampliación en uno de los mapas geológicos existentes de la zona de estudio (según Bosch, 1969).

1.4. El análisis microestructural de rocas de falla

La microestructura es un término que surge a raíz de la necesidad de esclarecer conceptos relacionados con observaciones microscópicas de rocas. En la literatura de petrología metamórfica (Turner, 1968; Miyashiro, 1973; Best, 1982; Williams et al., 1982; Bucher and Frey, 1994) se presentaban textura y estructura como dos conceptos con significados distintos. Se entendía que la textura hacía referencia a los aspectos geométricos de los granos que forman las rocas, mientras que la estructura se refería a los bandeados composicionales, pliegues, foliaciones, lineaciones, entre otros. No obstante, la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS en inglés) al no encontrar diferencias significativas entre dichos sustantivos recomendó sustituir textura por microestructura, unificando así la terminología. Textura es un término además que en ciencia de materiales se refiere a la orientación cristalográfica de un material policristalino (Kocks et al. 1989).

Las rocas deformadas son la huella de la evolución tectónica, y una de las pocas claves directas de las que disponemos para ser capaces de reconstruir la historia de deformación. La microestructura nos da información muy importante para la reconstrucción de la tectónica, sin embargo debemos interpretar correctamente el estado de deformación final (Passchier y Trouw, 1996).

Las rocas de falla se diferencian en microestructura en función de la profundidad a la que se generan según Fossen (2010) (Fig. 4). En las zonas más superficiales se localizan los tramos de deformación frágil con presencia de cataclasitas y rocas de falla no cohesivas, mientras que en zonas profundas entramos en dominios controlados por la deformación dúctil con presencia de milonitas. La matriz de las rocas de falla es un claro indicador de los procesos deformativos que han sufrido, y una característica distintiva de cada grupo clasificado según Sibson (1977).

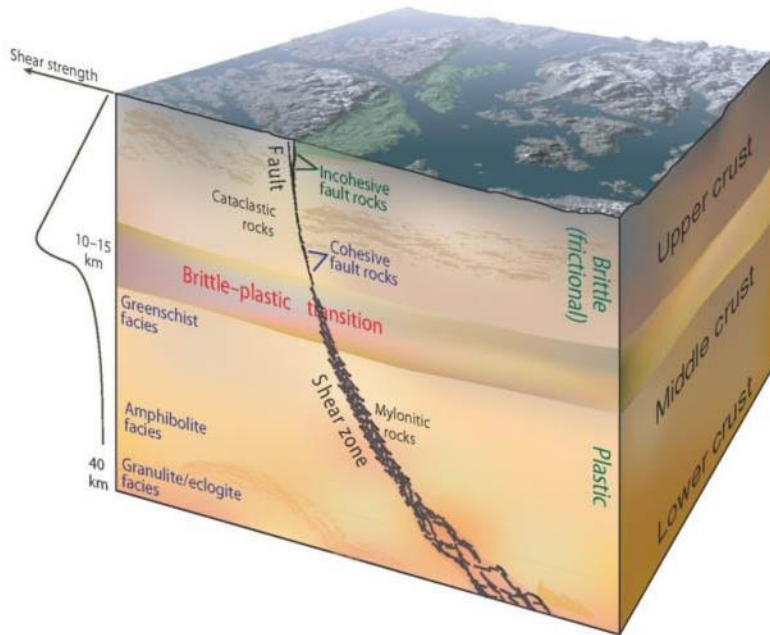


Fig. 4. Sección sintética de una estructura de escala cortical en la que se muestran las diferentes rocas de falla en función de la profundidad (Fossen, 2010).

Existen numerosos mecanismos de deformación que dependen en gran parte de las propiedades físicas de las rocas (o parámetros microestructurales) y las condiciones ambientales (o parámetros físicos). Atendiendo a las rocas de falla identificadas en el Manto de Somiedo, podemos afirmar que el principal mecanismo que generó dichas rocas, durante la deformación herciniana, es el denominado flujo cataclástico. Es un proceso esencialmente frágil que involucra la fracturación de granos mediante fricción entre fragmentos de roca y superficies rugosas. Este mecanismo genera un incremento

del volumen global de la roca y una disminución en el tamaño de los granos y, en consecuencia, porosidad secundaria. La presión de fluido favorece el desarrollo del flujo cataclástico mientras que la presión de confinamiento reduce el aumento de volumen por fracturación. Es importante remarcar la relativa independencia del mecanismo respecto de la temperatura y la velocidad de deformación. El resultado de la deformación por flujo cataclástico son las rocas denominadas harinas de falla (*fault gouge*), brechas de falla, cataclasitas y ultracataclasitas (Heilbronner y Keulen 2006).

1.5. Objetivos del trabajo

El presente trabajo pretende ampliar el conocimiento estructural de un pequeño sector del Manto de Somiedo. Para ello se han marcado tres objetivos principales:

- **Caracterización geométrica:** se pretende reconocer y describir la geometría de la estructura cabalgante en la zona de estudio. Para alcanzar este objetivo se ha realizado una cartografía geológica de detalle de la zona basal del cabalgamiento principal.
- **Estudio cinemático:** el objetivo es aportar datos de carácter estructural que determinen la dirección de transporte tectónico para la lámina cabalgante. Para ello se han realizado mediciones de estrías de falla y ejes de pliegues, así como líneas de intersección entre diferentes cabalgamientos y estratificaciones. Hasta ahora se viene asumiendo que el manto se desplazó hacia el NE en base a la interpretación de pliegues considerados frontales y laterales (Bastida et al., 1984; Alonso et al., 1989), pero no se habían estudiado las estructuras menores situadas en la zona de cizalla basal de dicho manto.
- **Caracterización de las rocas de falla:** la caracterización de las rocas de falla permite observar los tipos de mecanismos de fracturación de los materiales y dar explicación a las condiciones en las que tuvo lugar el movimiento. El primer paso consiste en realizar una observación preliminar en campo de las rocas e identificar las zonas de falla. A continuación se recogen muestras de los diferentes tipos de roca y con ello se elaboran láminas delgadas y probetas con las que poder describir la microestructura.

2. ESTRATIGRAFÍA

Para un correcto desarrollo del trabajo es importante conocer la estratigrafía que involucra a las estructuras tectónicas. Aunque la sucesión estratigráfica completa del manto es mucho más extensa, en este trabajo solo nos centraremos en la parte que aflora en la zona de estudio. Tres son las formaciones que aparecen. Ordenadas de muro a techo se conocen como Formación Láncara y Formación Oville en el bloque superior, y Formación San Emiliano en el bloque inferior. A continuación se explican brevemente las características de cada una:

- *Formación Láncara*: fue descrita por primera vez por Comte (1937). Está constituida básicamente por materiales carbonatados y data del Cámbrico inferior-medio con una potencia máxima de 150 m. Comte (1959) la divide en tres miembros. El miembro inferior está constituido básicamente por dolomías secundarias. El miembro medio se caracteriza por la coexistencia de dolomías y calizas grises. Y el miembro culminante está formado por calizas rojas nodulosas (caliza facies *Griotte*). Zamarreño (1972) establece una división en base a las microfacies que actualmente está en uso. Reconoce un miembro inferior formado por las dolomías con calizas grises, y un miembro superior formado por biomicritas, grises en la base y cogiendo color rojizo hacia techo, denominado caliza *Griotte*.
- *Formación Oville*: las primeras descripciones de esta unidad son de Comte (1959), Lotze & Sdzuy (1961) y Oele (1964). Comte data la formación entre el Cámbrico medio y el Tremadoc, mientras que Lotze y Sdzuy le asignan una edad entre el Cámbrico medio y el Cámbrico superior. Es una unidad formada principalmente por pizarras y limolitas verdes con glauconita, intercaladas con niveles de arenisca que ganan espesor hacia el techo. Se considera que la sedimentación de los materiales se produjo en un medio marino somero con zonas sedimentarias influenciadas por las olas y sistemas tipo delta (van den Bosch, 1969).
- *Formación San Emiliano*: fue descrita por primera vez por Brouwer & Ginkel (1964), aunque unos años más tarde sería definida formalmente por Bowman (1980, 1982) que la restringe a las cuencas de Teverga y San Emiliano. Es una sucesión variable de más de 2.000 metros de naturaleza terrígena con intercalaciones de niveles calcáreos en la parte basal y capas de carbón en las partes altas. Está datada entre el Namuriense B superior (Leyva et al., 1985) y el Westfaliense B. (Moore et al., 1971). El techo no aflora por la existencia de superficies de cabalgamiento, como es el caso que nos ocupa.

3. ESTRUCTURA DEL MANTO DE SOMIEDO ENTRE ROBLEDO Y COSPEDAL

El Manto de Somiedo es la unidad estructural más occidental de la Zona Cantábrica. Se ha descrito como un manto que internamente contiene cabalgamientos menores imbricados y algunos dúplex (Julivert et al., 1967; Bastida et al., 1984). Es un manto que se asemeja a los mantos de tipo apalachense o de despegue, caracterizados por el paralelismo entre la superficie de cabalgamiento y la estratificación, en situación de rellano. La dimensión de los rellanos es kilométrica en el cabalgamiento basal y las zonas de rampa se localizan en los cabalgamientos imbricados que a su vez presentan pequeños rellanos de bloque superior.

La cartografía geológica, junto con la medición de las estructuras en campo, permiten profundizar el conocimiento del Manto de Somiedo en el tramo comprendido entre Robledo y Cospedal. Con este trabajo se pretende caracterizar una parte del cabalgamiento principal junto con algunas escamas menores imbricadas, que se enraízan en dicho cabalgamiento y aportar datos estructurales para mostrar la geometría y cinemática del bloque cabalgante. En la zona de estudio se pueden reconocer un total de seis escamas imbricadas, las cuales repiten la sucesión estratigráfica del bloque superior. Se han podido medir estrías de falla en algunos planos de cabalgamiento de dichas escamas y en la superficie de deslizamiento principal.

3.1. Cabalgamiento basal del manto

Las observaciones en el afloramiento indican que la superficie de cabalgamiento discurre paralela a la estratificación del bloque inferior, y en su gran mayoría del bloque superior. Actúa, por tanto, como rellano en la base de la formación Láncara, como es habitual en los mantos de la Zona Cantábrica.

Como principal novedad la cartografía pone de manifiesto la existencia de un cabalgamiento que duplica la formación de San Emiliano (Fig. 5). Su trazado es paralelo y muy próximo al cabalgamiento principal. El hecho de poner en contacto la unidad de San Emiliano sobre la formación Láncara indica que se trata de un cabalgamiento fuera de secuencia (Fig. 6). Es por tanto claramente posterior al desarrollo del manto, aunque no hay suficientes datos geocronológicos ni cinemáticos que puedan corroborar un origen alpino para el mismo.

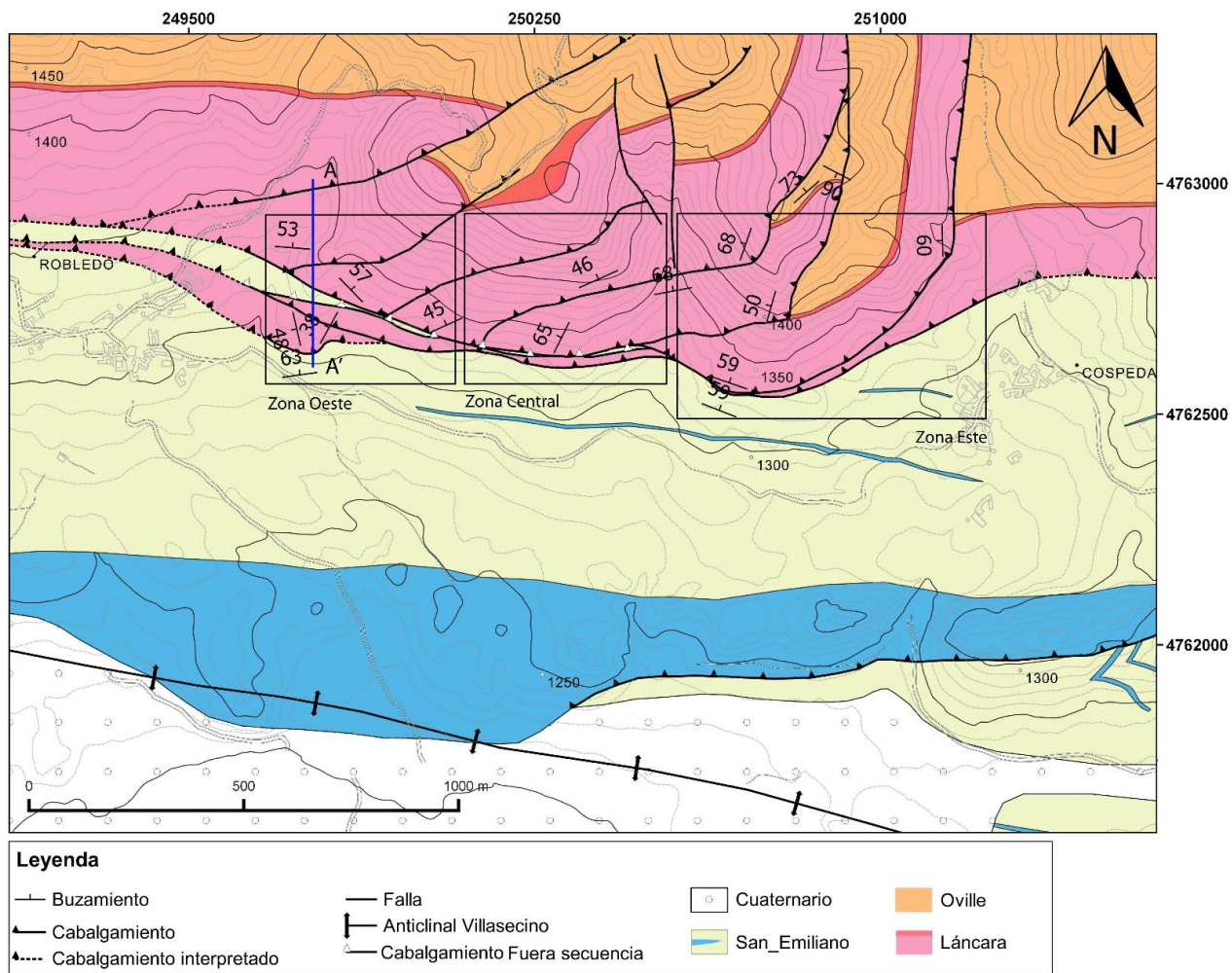


Fig. 5. Mapa geológico de la zona de estudio entre Cospedal y Robledo. La topografía usada corresponde al mapa topográfico 1:10.000 del Sistema de Información Territorial del Principado de Asturias (SITPA), en coordenadas UTM. Se señalan las zonas donde se han medido estructuras y la línea azul muestra la posición del corte geológico del cabalgamiento fuera de secuencia.

3.2. Pliegues frontales

La mayoría de los pliegues que pueden considerarse frontales son de escala métrica. Se localizan sobre todo en las rampas de bloque inferior y superior. Generalmente se trata de pliegues asimétricos vergentes al NE, aunque también se ha identificado un ejemplo de escala métrica de un pliegue en caja entre el cabalgamiento principal y la escama imbricada situada más al este.

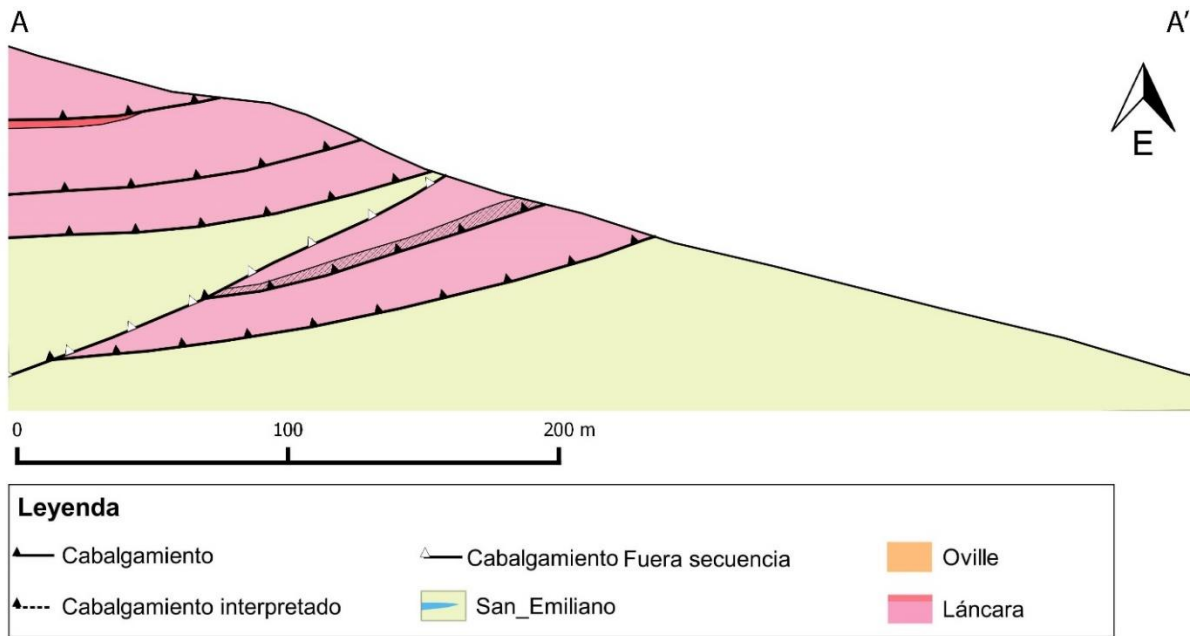


Fig. 6. Corte geológico de las estructuras cabalgantes de la zona estudiada en el sentido de dirección de transporte tectónico del cabalgamiento fuera de secuencia.

3.3. Estructura posterior al emplazamiento del Manto de Somiedo

La superficie basal del Manto de Somiedo se encuentra plegada por un anticlinal de grandes dimensiones situado muy pocos kilómetros al sur de la zona estudiada (Figs. 1 y 2). Se conoce como el Anticlinal de Villasecino y es un pliegue apretado y recto de escala kilométrica con la traza axial de rumbo SO-NE, que ha sido interpretado como una estructura lateral de los mantos inferiores (Alonso et al., 1989). El basculamiento del manto asociado a este pliegue será restituido más adelante, en el estudio de la cinemática de estructuras menores asociadas al manto, en la que se investiga la dirección original de transporte del mismo.

4. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE FALLA

El Manto de Somiedo acumula un desplazamiento total en torno a 30 km. (Bastida, et al. 1984; Alonso et al., 2009). Dicho desplazamiento genera una zona de falla localizada en la parte basal del cabalgamiento que se ha reconocido en el trabajo de campo a lo largo de los dos kilómetros estudiados (Fig. 7).

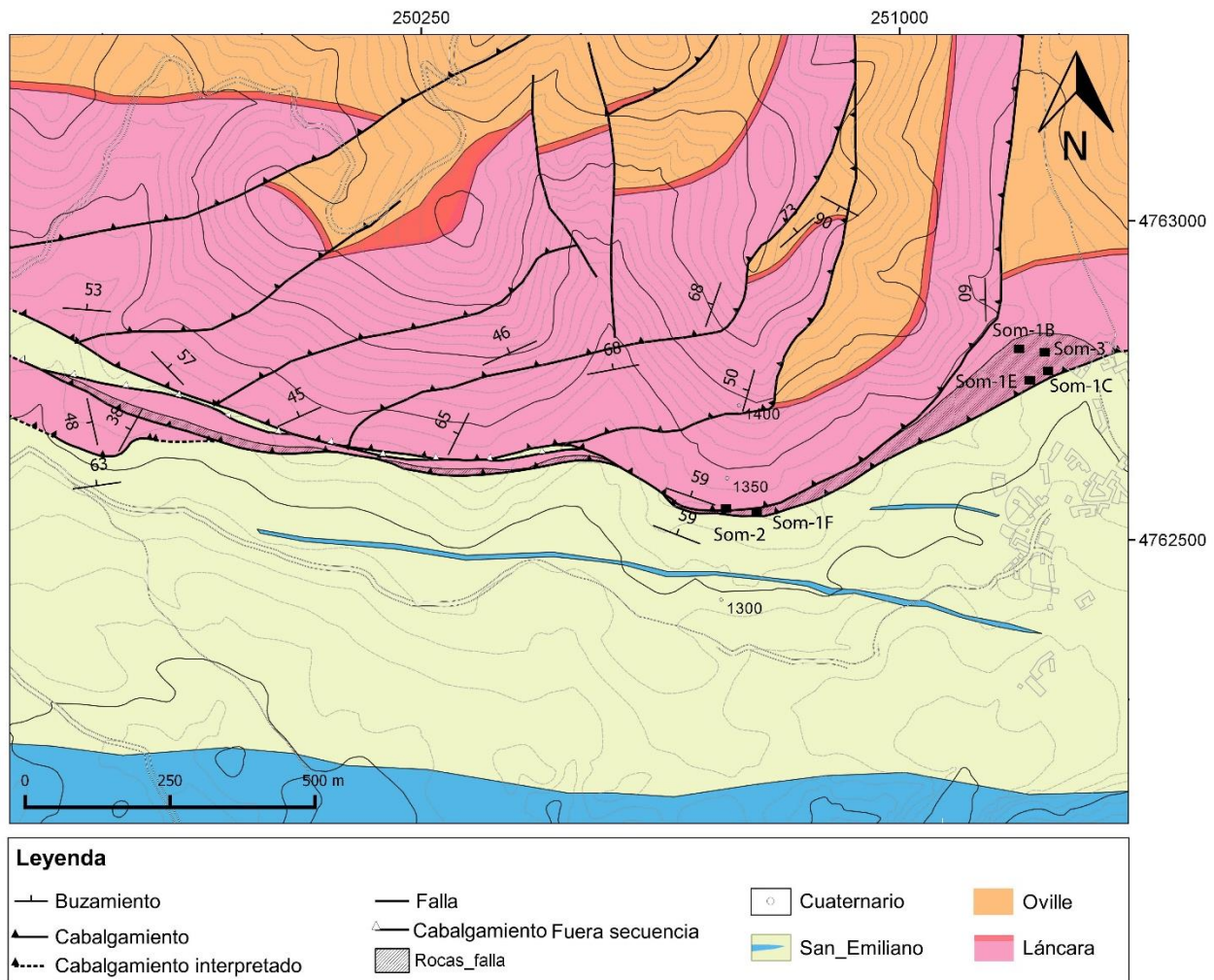


Fig. 7. Localización de los afloramientos de rocas de falla y de las muestras recogidas, en el mapa geológico.

El movimiento del manto genera rocas de falla denominadas cataclasitas, que se encuentran en todos los afloramientos de la zona de falla, desarrolladas en los materiales carbonatados de la Formación Láncara. En general no superan los 3 o 4 metros de potencia, sin embargo el afloramiento más próximo a la localidad de Cospedal alcanza

los 100 metros de espesor. En esta zona se encuentran cataclasitas más o menos cohesivas y espejos de falla, incluidos como objeto de estudio del presente trabajo. Las cataclasitas se caracterizan, en el caso de rocas carbonatadas, por presentar fragmentos milimétricos angulosos rodeados por una matriz blanca de grano fino.

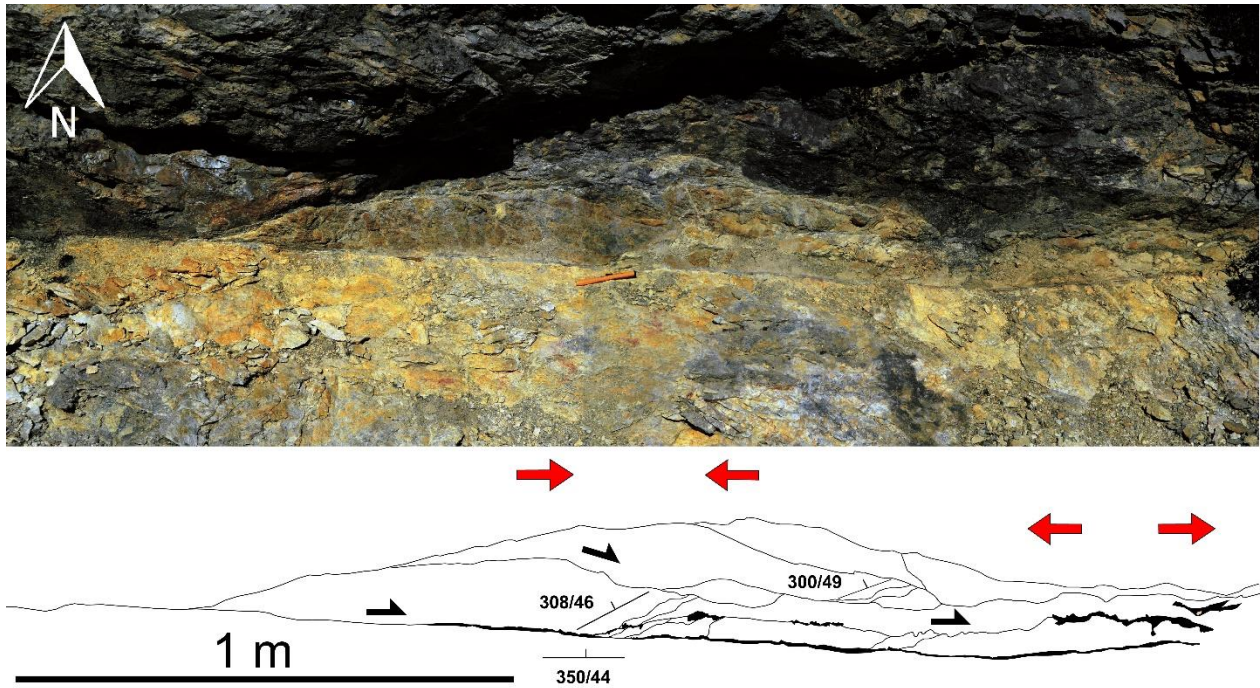


Fig. 8. Afloramiento de una superficie de cabalgamiento plana que contiene la ultracataclasita, localidad donde se ha recogido la muestra Som-2 (arriba). Esquema de las estructuras menores asociadas al afloramiento de ultracataclasita (abajo). Las flechas negras indican el sentido de transporte tectónico. Las rojas el sentido de acortamiento. Se muestra el buzamiento de algunas de las estructuras observadas.

Al oeste de Cospedal en un tramo planar de la falla basal, se desarrolló un nivel de no más de 1 centímetro de grosor de ultracataclasita (Fig. 8). En el afloramiento se observan también estructuras de cabalgamientos imbricados a pequeña escala por encima y fallas normales en el frente. La ultracataclasita se diferencia del resto de rocas de falla por presentar un tamaño de grano muy fino y homogéneo, con ausencia notable de fragmentos milimétricos, como ocurre en las cataclasitas.

5. CINEMÁTICA DE LAS ESTRUCTURAS MENORES

En este apartado se presentan las mediciones de estrías de falla, ejes de pliegues y lineaciones de intersección entre las fallas y la estratificación. Con el objetivo de determinar la dirección de transporte tectónico se ha procedido a restituir la posición original de la base del manto, plegada con posterioridad por el Anticlinal de Villasecino. Mediante la proyección estereográfica se han calculado los ejes de los pliegues a partir de los datos de sus flancos; las líneas de intersección entre las superficies de falla y la estratificación. Para conocer la posición original de todas estas estructuras menores se debe colocar horizontal el flanco norte del Anticlinal de Villasecino.

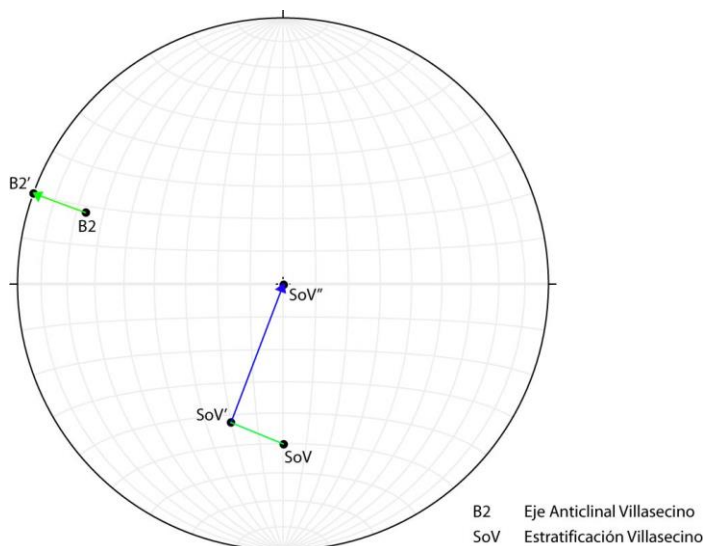


Fig. 9. Proyección estereográfica de la restitución del Anticlinal de Villasecino.

El proceso de restitución consiste en calcular la orientación inicial de las estructuras deshaciendo el plegamiento posterior mediante proyección estereográfica (Fig. 9):

- En un primer paso se traslada el eje del pliegue (B_2) del anticlinal a la horizontal, que tiene una orientación de $290/22^\circ$. Por tanto desplazamos el eje llevándolo a una orientación de $290/00^\circ$ (B_2''), y rotamos en la misma medida y dirección el flanco del pliegue.
- El segundo paso consiste en llevar a la horizontal el flanco del pliegue (SoV) que tiene una orientación de $360/50^\circ$. A partir de la proyección polar del plano de estratificación llevamos a la vertical dicho polo (SoV'').

Esta misma trayectoria de retrodeformación o rotación la aplicamos a todas las estructuras medidas en la zona de estudio. Los resultados muestran la configuración geométrica del desarrollo del Anticlinal de Villasecino.

5.1. Estrías de falla

Las estrías son relieves lineares o surcos en la superficie de falla generados por la fricción entre rocas. También se consideran indicadores de la dirección de movimiento las fibras de calcita que se forman en las irregularidades de las superficies de falla. La dirección que definen estas líneas corresponde con la dirección de transporte tectónico. Son por tanto indicadores cinemáticos fiables al estar contenidos en superficies de movimiento de una falla.

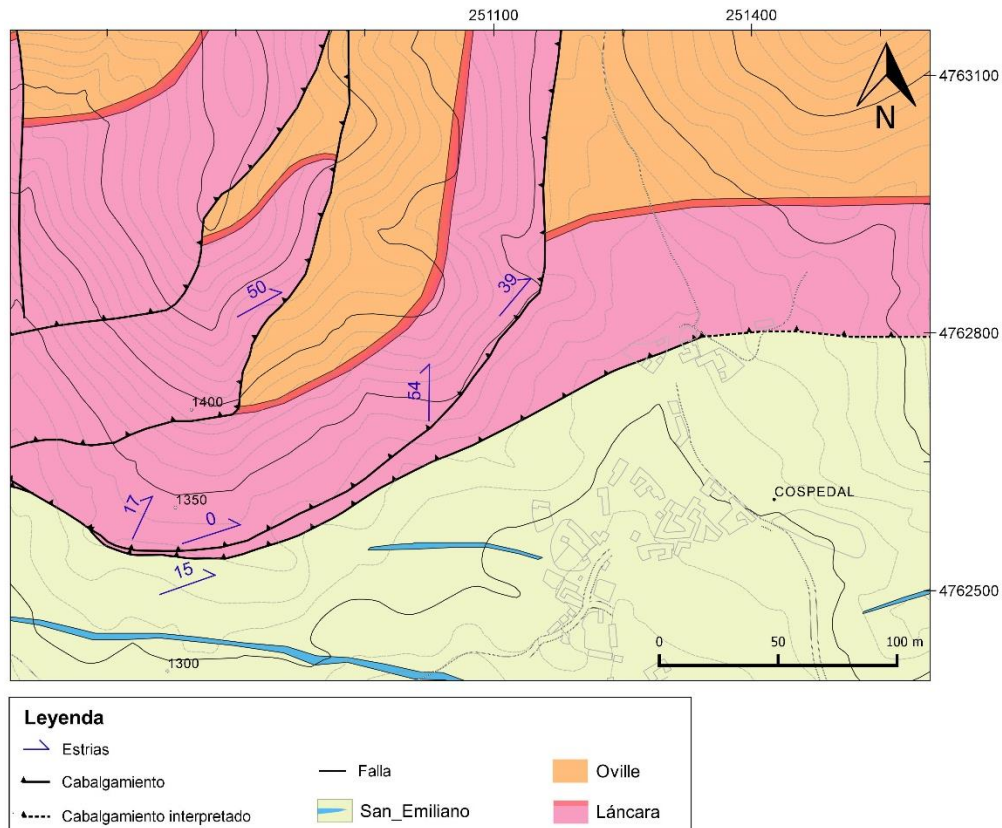


Fig. 10. Ampliación del mapa geológico con la localización de observaciones de estrías de falla.

En la zona de estudio se han realizado un total de 6 mediciones de estrías de falla, todas ellas en la zona este del mapa (Fig. 10). Los resultados de la restitución de las estrías de falla A, D y E, apuntan a una orientación y dirección de movimiento OSO-ENE asumiendo la dirección lógica de movimiento del cabalgamiento según la sucesión estratigráfica (Fig. 11). Las estrías B y C, en cambio, presentan una orientación N-S, favorable con la tectónica alpina. Atendiendo a estos resultados la restitución de las dos últimas estrías no debe tenerse en cuenta ya que el Anticlinal de Villasecino es anterior a la orogenia Alpina (Alonso et al. 1989).

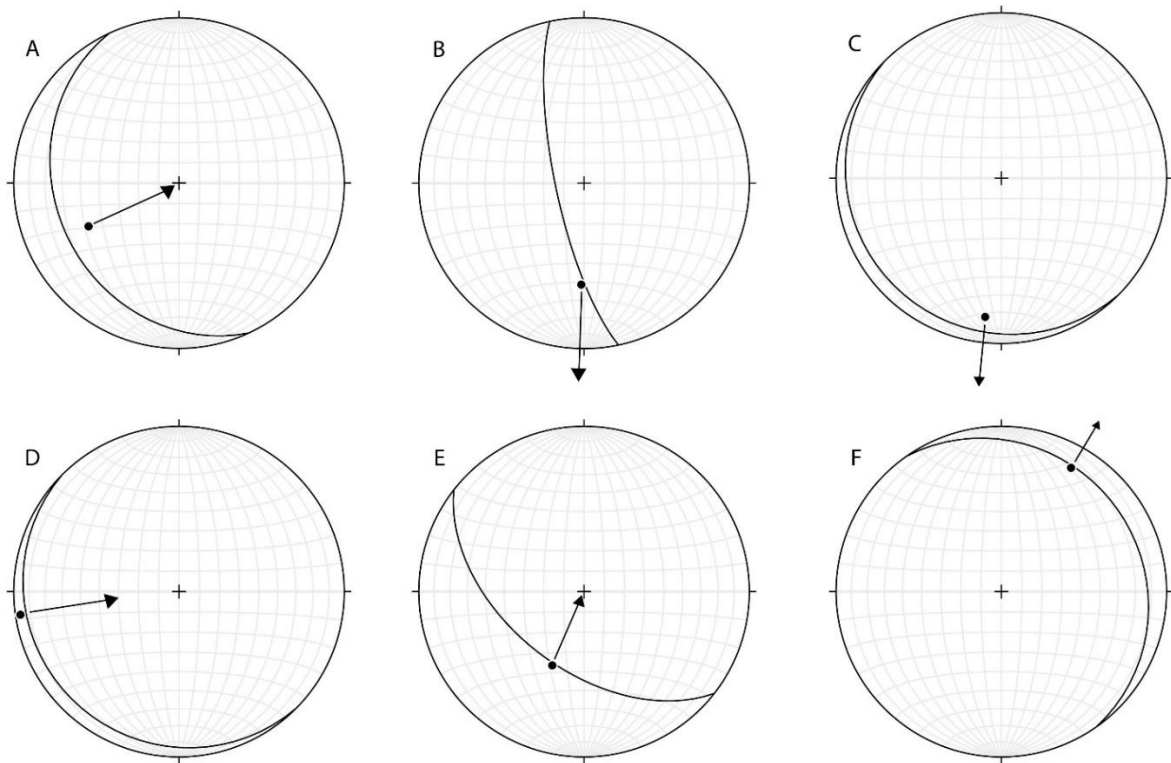


Fig. 11. Proyección estereográfica de las estrías de falla en su estado actual (arriba) y de su restitución, junto con el plano que las contiene. Las flechas en las restauradas muestran la dirección de movimiento registrada según la cinemática de los cabalgamientos.

5.2. Pliegues

En rampas frontales con cizalla simple homogénea cabe esperar que los ejes generados por el desplazamiento de una lámina cabalgante se dispongan perpendicularmente a su movimiento y por ese motivo se estudian en este trabajo. No obstante, en rampas laterales u oblicuas los pliegues pueden formarse con un ángulo variable con respecto de la dirección de movimiento del cabalgamiento, en esos casos la orientación de los ejes de los pliegues es un indicador cinemático poco fiable.

Se han realizado un total de 49 cálculos de ejes, divididos en tres sectores: la zona oeste, la zona central y la zona este del área de estudio (Fig. 12). La mayoría definen una geometría en forma de Z más o menos apretada, aunque también se observan pliegues apretados en la zona oeste (Fig. 13), y además se reconoció un pliegue en caja de tamaño métrico en la zona este.

El resultado de la restitución de los ejes es variado, aunque en líneas generales los ejes se disponen en una orientación aproximada NNO-SSE en las zonas central y este que confirmarían la dirección de transporte tectónico varisco como O-E. En la zona oeste por el contrario, los ejes de los pliegues se disponen en orientación O-E indicando una dirección de transporte tectónico N-S, de acuerdo con la tectónica alpina. Este tramo coincide con la situación del cabalgamiento fuera de secuencia pudiendo haber apretado los pliegues durante el Terciario.

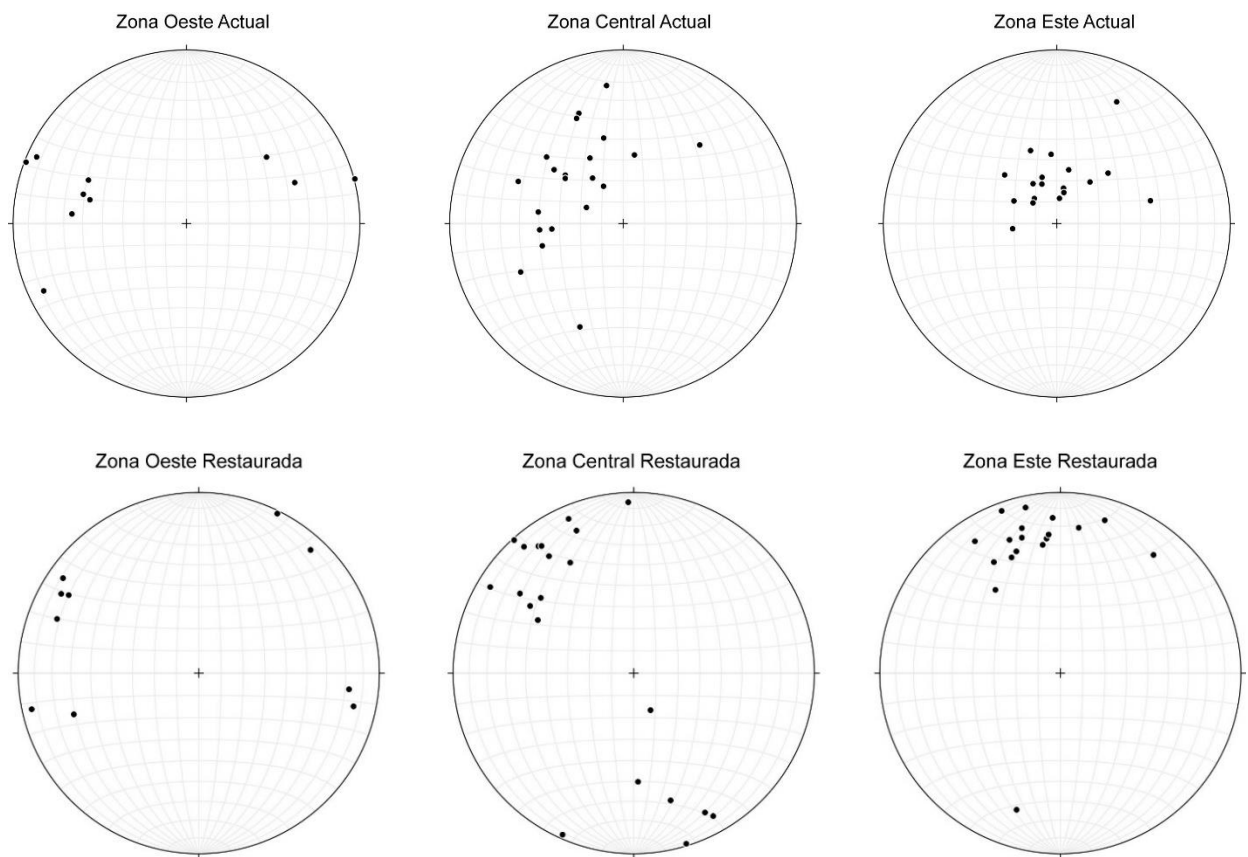


Fig. 12. Posición actual (arriba) y restaurada (abajo) de los ejes de los pliegues en las tres zonas de estudio.

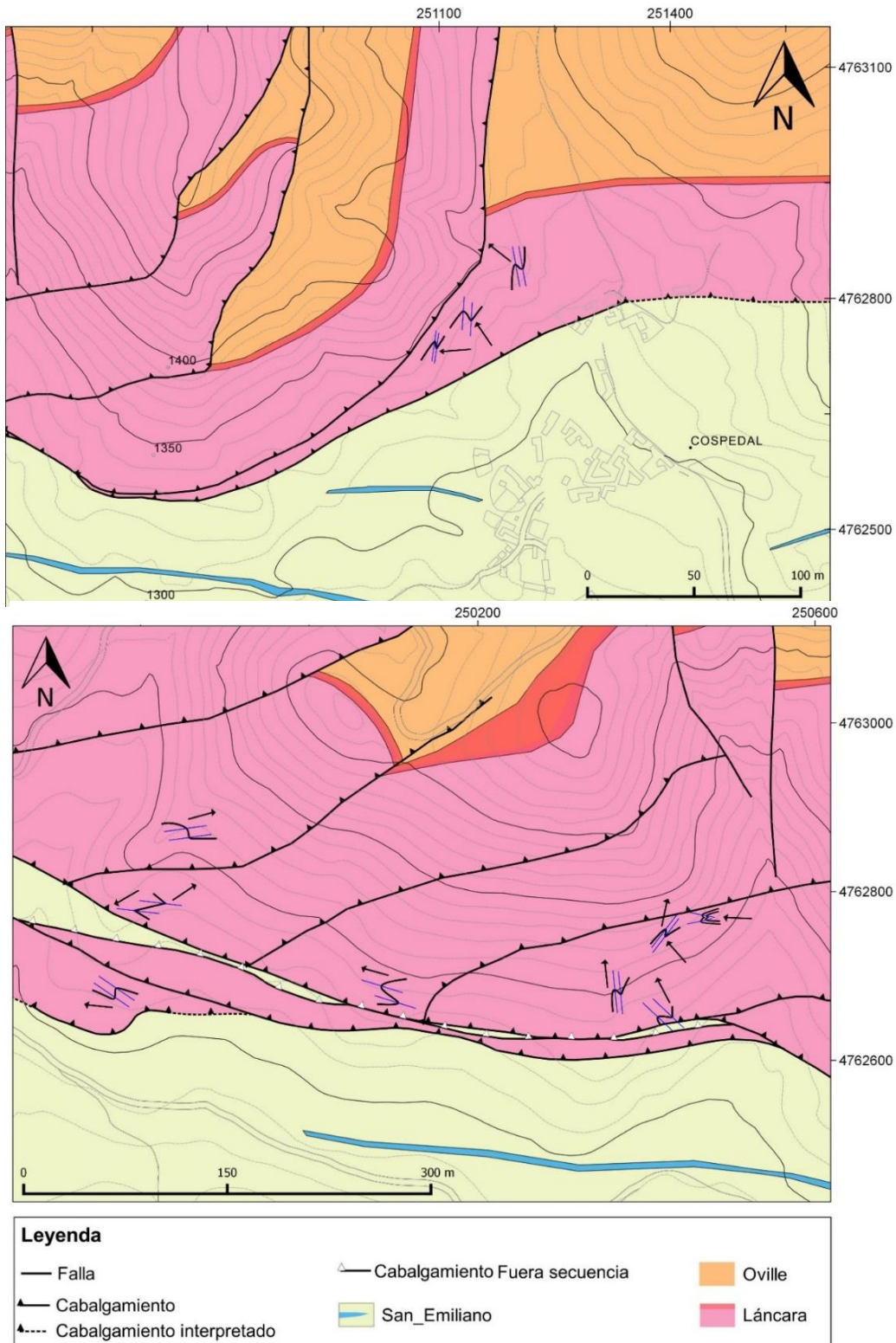


Fig. 13. Mapas estructurales que muestran el emplazamiento de algunos de los pliegues menores reconocidos y medidos. Se muestra con el trazado negro la disposición de los flancos. Las líneas azules representan los planos axiales y las flechas indican la orientación del eje del pliegue.

5.3. Lineación de intersección

Es un elemento geométrico lineal resultante de la intersección entre los planos de falla y de estratificación, o también entre dos planos de falla. Esta lineación de intersección es un indicador cinemático con una fiabilidad bastante elevada. En un cabalgamiento estos elementos se pueden medir en las zonas de rampa, tanto de bloque superior como de bloque inferior. En rampas frontales, generalmente las más comunes, la orientación de la lineación de intersección es perpendicular a la dirección de transporte tectónico.

En la zona estudiada se han realizado 5 cálculos de líneas de intersección entre las zonas central y este. Los resultados de la restitución de las líneas de intersección (Fig. 14) están acordes con una orientación NNO-SSE, de acuerdo con la orientación de otros indicadores cinemáticos, como los ejes de los pliegues frontales.

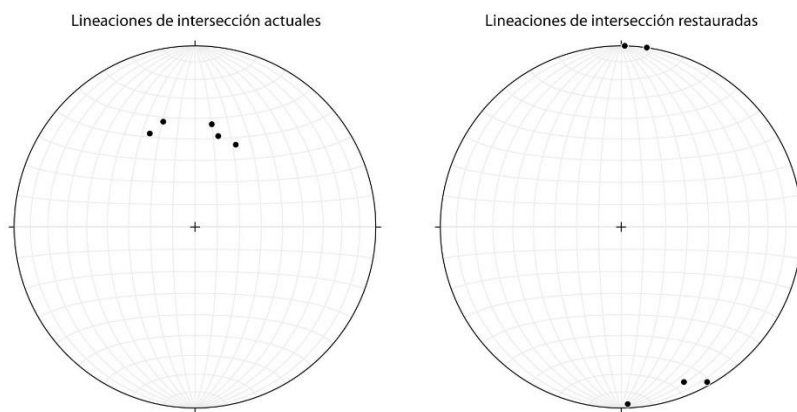


Fig. 14. Proyección estereográfica de las líneas de intersección medidas y su restitución.

6. METODOLOGÍA EN EL ESTUDIO MICROSCÓPICO DE LAS ROCAS DE FALLA

6.1. Microscopía óptica

Se ha utilizado el microscopio petrográfico convencional para realizar un análisis visual preliminar de las muestras de la zona de falla. Mediante una cámara digital **Leica DC500**, instalada en el microscopio, se ha procedido a la adquisición de mosaicos de imágenes sobre las cuales se realizó con posterioridad el análisis de distribución de partículas, parte del estudio fractal o de la cuantificación de la fracturación asociada a la deformación tectónica.

6.2. Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

El microscopio electrónico de barrido, modelo **JEOL 5600 AND EDS**, ha servido para obtener imágenes de detalle con alta resolución y discernir entre las diferentes fases minerales que forman las rocas a partir de sus características morfológicas y de número atómico. El microscopio electrónico es una herramienta que permite obtener imágenes de elementos microestructurales <10 micras y es una técnica con la que se trabaja cada vez más en geología estructural (Passchier y Trouw, 1996). Para este trabajo, ha permitido ampliar el rango de tamaños de partícula para el cálculo de la distribución de tamaños de grano. Permite visualizar además la microestructura y la distribución de estos tamaños en escala micrométrica.

Las imágenes para la medida de partículas se han obtenido con electrones retrodispersados. Al ser rocas muy fracturadas se reconoce fácilmente el cambio de densidades entre los granos y la resina o pegamento que rellena la porosidad, en el caso de las láminas delgadas. La espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDX son las siglas en inglés) aporta resultados semicuantitativos y es lo que ha permitido identificar la composición de las fases minerales en las muestras, aunque no determinar la fase mineral. Con electrones secundarios se han obtenido imágenes de alta resolución de la geometría aproximada de la superficie de las muestras. Los resultados indican que la porosidad es relativamente elevada, y está conectada, como cabría esperar para una cataclasita formada en niveles superficiales de la corteza superior.

6.3. Análisis digital de las imágenes

El análisis digital de las imágenes permite la medición de tamaños de partícula generada por un proceso de fracturación de las rocas.

Para dicha medición se han tomado fotografías a diferentes escalas de resolución con un microscopio electrónico de barrido **JEOL 5600 AND EDS** y un microscopio petrográfico **Leica**. Con el microscopio electrónico las imágenes han sido adquiridas de forma individual aumentadas entre 40x y 4000x y el rango total de tamaño de grano (diámetro, d) observable es de entre <0.5 micras a 9 micras. Con el óptico se han realizado composiciones de aproximadamente 10 fotografías por muestra con **Adobe Photoshop**, para cubrir una mayor superficie y obtener un mayor número de granos. En este caso no se ha sobrepasado el aumento de 10x y el rango de tamaños de grano oscila de 9 micras a 382 micras.

Una vez obtenidas las imágenes es preciso realizar un tratamiento previo a los cálculos estadísticos, para eliminar el ruido de la imagen y los posibles artefactos visuales. **Adobe Photoshop**, **Adobe Illustrator** e **ImageJ** (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>) son los programas utilizados para la segmentación y el análisis digital de las imágenes. El primer paso consiste en realizar un pretratamiento con **Adobe Photoshop** para obtener un patrón en blanco y negro de las fotografías (Fig. 15). A continuación se eliminan los rangos de tamaño de granos que no se utilizarán para el análisis distributivo. Con **Adobe Illustrator** se dibujan los granos manualmente dejando una pequeña separación entre los que están en contacto para evitar errores de cálculo, y una vez dibujados se guarda la imagen con la mayor resolución de posible (Fig. 15a). El cálculo de los parámetros geométricos se realiza con el programa **ImageJ**. Se definen los píxeles que dibujan los granos y se eliminan los posibles contactos entre ellos, a continuación se escala la imagen y se asignan los parámetros geométricos y los rangos de medición. Los resultados obtenidos se representan con una hoja de cálculo (Excel) y se obtienen los gráficos de distribución de tamaños respecto de su frecuencia y los gráficos $\log(\text{frecuencia}) - \log(\text{diámetro equivalente})$ para la obtención del exponente D que define la dimensión fractal (Fig. 15b).

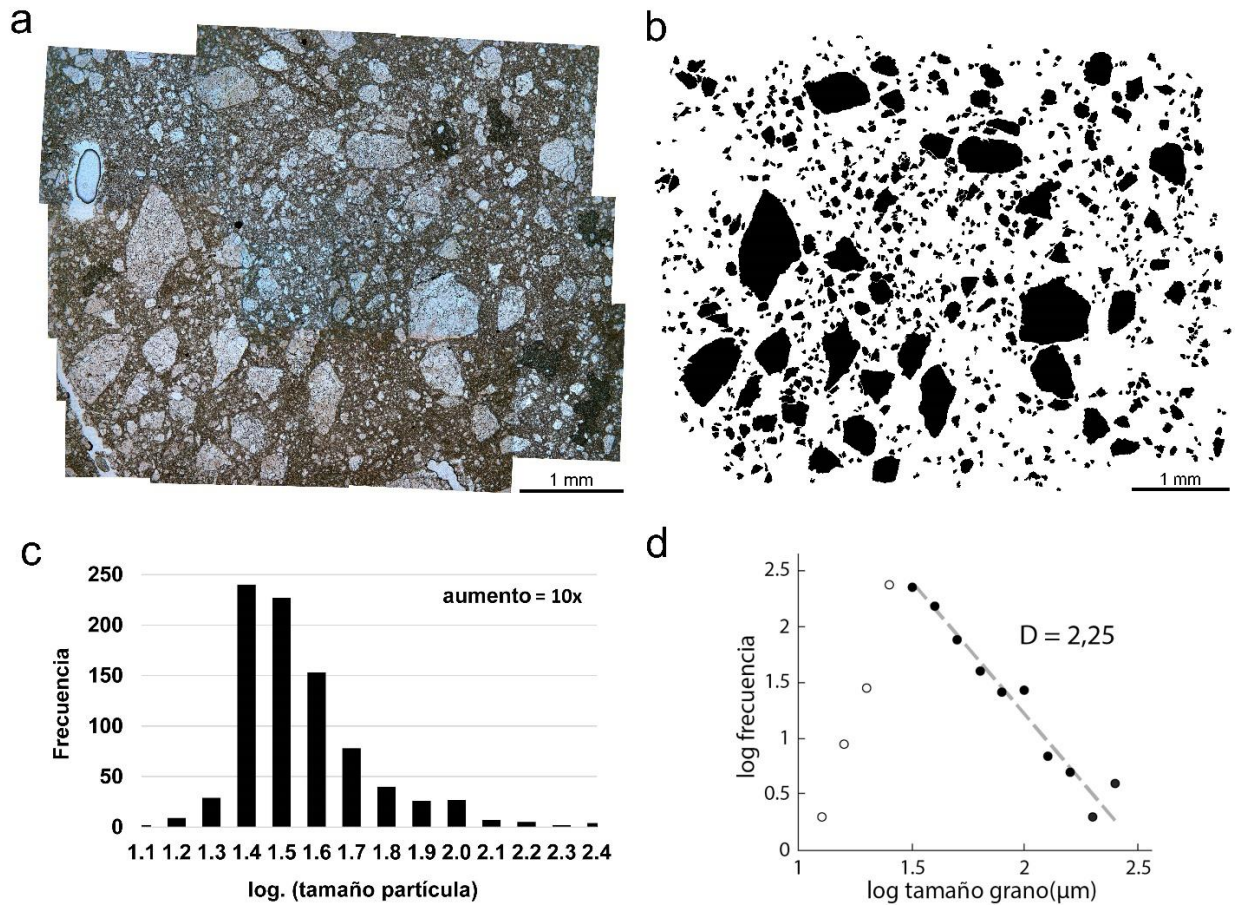


Fig. 15. Análisis microestructural de la muestra Som-1E en la que se ha establecido la distribución de tamaños de partículas en lámina delgada. En (a) se muestra el mosaico de imágenes de microscopio sobre el que se ha dibujado manualmente el contorno de los bordes de partícula o fragmento. (b) muestra todas las partículas delineadas a partir del mosaico de microfotos y procesadas digitalmente con la aplicación ImageJ. (c) distribución de frecuencias de tamaños de grano obtenidas en las imágenes anteriores. (d) distribución de frecuencias de tamaños de grano en escala logarítmica, identificando el rango de tamaño en los que la distribución es potencial ($D = 2.25$).

7. MICROESTRUCTURA DE LAS ROCAS DE FALLA

En el área de estudio se han reconocido tres tipos de rocas de falla, sobre las que se hablará a continuación: cataclasitas, ultracataclasitas y espejos de falla.

7.1. Cataclasitas

Las cataclasitas son rocas de falla generadas por flujo cataclástico frágil y que pueden ser o no cohesivas. El grado de cohesión depende de la precipitación y cristalización de minerales que provienen de la circulación de fluidos, los más representativos son el cuarzo y la calcita. En una cataclasita menos del 30% en volumen de los fragmentos están presentes en la matriz de grano más fino (Passchier y Trouw, 1996).

Las cataclasitas en la base del Manto de Somiedo (Fig. 16) se caracterizan por tener una composición mineralógica homogénea. Se han recogido muestras de cataclasitas de diferentes afloramientos de las cuales se han realizado láminas delgadas y probetas para analizarlas en el laboratorio con los métodos descritos en el apartado de metodología.

La descripción de la microestructura es el resultado de la observación con el microscopio petrográfico de 4 láminas delgadas de 4 muestras diferentes de cataclasitas (Som-1B, Som-1C, Som-1E y Som-1F). Las observaciones preliminares indican la existencia de una matriz micrítica-esparítica y una variación de los tamaños de grano que se repite en todas las muestras. En general los fragmentos son angulosos y los de mayor tamaño suelen estar fracturados. La composición mineralógica es esencialmente carbonatada con un porcentaje variable y bajo de cuarzo. Cabe destacar que dicho porcentaje es menor que la estimación que se esperaba con una muestra en visu. Puntualmente se observa una heterogeneidad textural, bandas (o foliación textural) con concentración de granos con un tamaño pequeño y bandas de concentración de granos con un tamaño mayor. Éste hecho puede ser indicativo de la partición y concentración de la deformación, aunque no es reconocible como patrón repetitivo y, de manera general, se describe una clara homogeneidad textural.

Con el aumento de x2.5, en la muestra Som-1C (Fig. 17), se puede identificar levemente una foliación textural poco penetrativa con dominios formados por fragmentos con tamaños de grano muy pequeños y dominios con fragmentos de tamaños mayores, aunque no es una característica que se pueda extender al resto de las muestras. En general no se observan foliaciones de ningún tipo, ni tampoco orientaciones preferentes de los cristales.

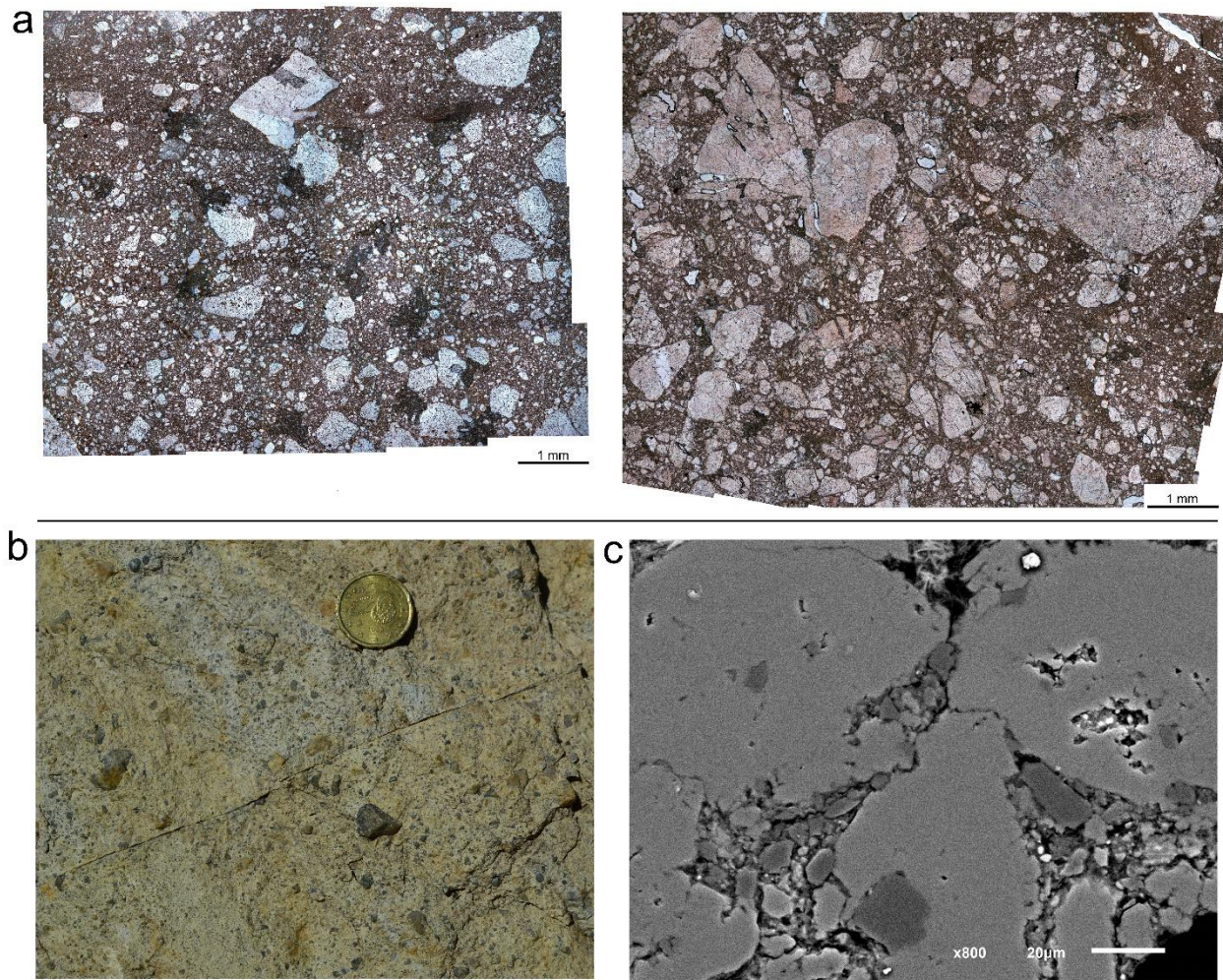


Fig. 16. (a) Mosaico de microfotografías de las cataclasitas en la zona de falla. Las imágenes están tomadas con luz transmitida con nicols paralelos. Muestra Som-1B (izquierda) y Som-1F (derecha). (b) Ejemplo de cataclasita en el afloramiento de la zona de falla de mayor potencia. En el centro de la imagen se aprecia una superficie de deslizamiento, que en el campo suele estar acompañada de un nivel muy fino de ultracataclasita. (c) Microfotografía de la muestra Som-1E en la que se aprecia la presencia de una fase mineral con número atómico más bajo que la fase dominante. Las zonas negras representan la porosidad.

Con el microscopio electrónico de barrido se puede apreciar que el tamaño de grano de la matriz es de pocas micras de diámetro. La porosidad secundaria queda reflejada en algunas partes de las láminas con aproximadamente un 20% - 25%, haciendo una estimación visual. Con esta técnica es posible distinguir diferentes fases minerales y es destacable el comportamiento similar respecto a la deformación.

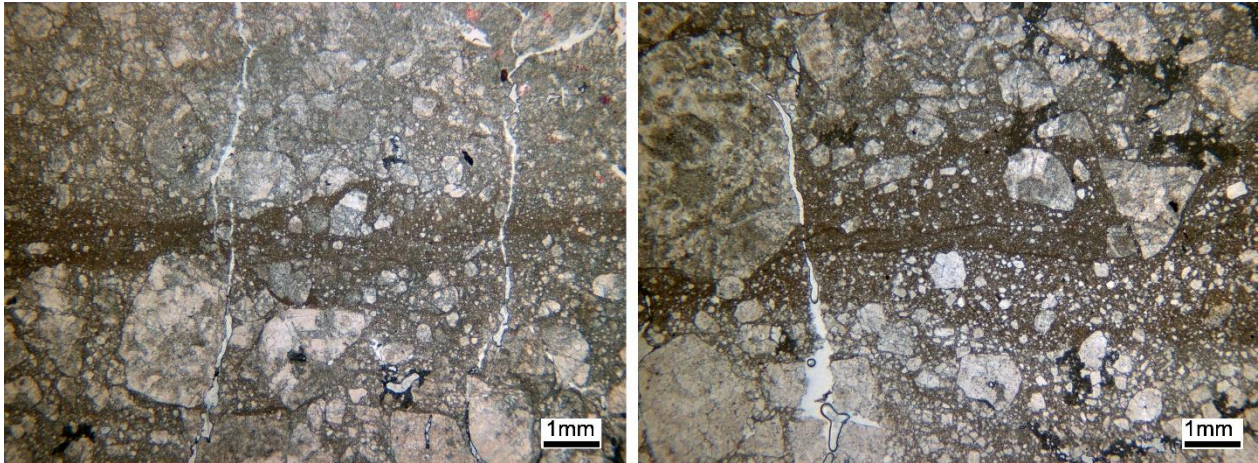


Fig. 17. Fotografías con microscopio petrográfico en x2.5 aumentos de la muestra de cataclasitas Som-1C. Se aprecia el bandeo textural poco penetrativo con bandas muy delgadas con tamaños de partícula muy pequeños y bandas muy amplias con tamaños de partícula mayores.

7.2. Ultracataclasitas

Las ultracataclasitas pertenecen a la serie de las cataclasitas, pero se diferencian de ellas en que el porcentaje de matriz es dominante, no existiendo apenas fragmentos grandes (Fig. 18). Este tipo de tectonitas se desarrollan en zonas donde se concentra la deformación, con una alta intensidad. Según Engelder (1974) el aumento de la fracción de tamaño de partícula más pequeño es directamente proporcional con un incremento del desplazamiento y de la presión confinante.

Este tipo de rocas se han identificado en un único afloramiento en la zona central y se encuentran justo en una superficie de falla del cabalgamiento basal del manto. Tienen un grosor de aproximadamente un centímetro y un bandeo cromático que corresponde con dominios de diferentes tamaños de grano (Fig. 18a). Esta diferenciación en dominios corresponde en muestra de mano a una diferente cohesividad. La base de las ultracataclasitas es una superficie planar, mientras que la parte superior muestra un trazado irregular. En algunas partes del afloramiento parece indicar una naturaleza de tipo dúctil ya que se observan pequeñas inyecciones en las rocas situadas justo por encima. Cabe destacar que estas inyecciones únicamente se observan hacia arriba.

Se realizaron dos probetas pulidas embebidas en resina, una con dos fragmentos de roca y otra con tres, que fueron fotografiados con el microscopio electrónico de barrido. Las imágenes muestran las mismas características generales que las muestras de

cataclasitas observadas con el microscopio petrográfico. En base a diferencias de número atómico, las imágenes de electrones retrodispersados permiten diferenciar una fase clara dominante y una fase mineral menor más oscura. El tamaño de partículas en la matriz de estas rocas se reduce a tamaños de décimas de micra. La geometría de los fragmentos sigue siendo angular y se conservan las morfologías típicas de la calcita (romboides). Cabe destacar que la porosidad secundaria aumenta aproximadamente hasta un 25% - 30% en algunos tramos de las probetas. Comparativamente es superior a la de las cataclasitas.

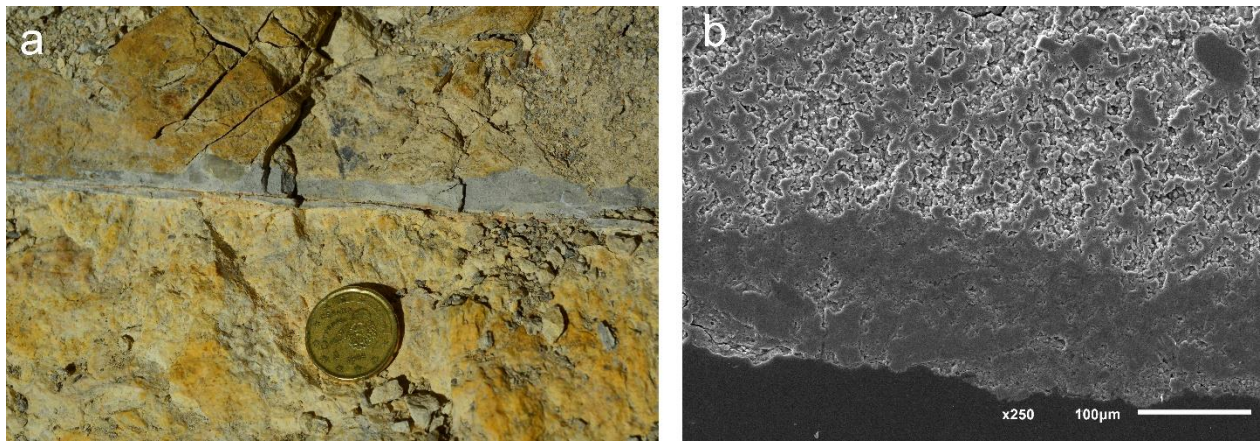


Fig. 18. (a) Fotografía de la ultracataclasita identificada en la superficie de falla (roca con tonalidad gris). En la imagen se puede apreciar que la superficie inferior es planar, en cambio la superior es irregular y presenta rellenos e inyecciones en el bloque superior. (b) Microfotografía de la muestra Som-2 con electrones secundarios en el MEB. Se pueden observar los dominios definidos por las zonas más cohesivas (zonas oscuras de la fotografía) y las menos cohesivas (zonas más claras). Esta zonación que es también observable en muestra de mano, coincide con una diferencia de porosidad entre los granos, menor en la banda más cohesiva.

7.3. Espejos de falla

Se denominan espejos de falla las superficies de las rocas que conservan un pulido natural por efecto de la fricción en superficies de falla (p. ej. De Paola et al. 2015). Las superficies pulidas son el principal objetivo de interés de este tipo de rocas. Se generan cuando un bloque de falla se desplaza varios metros respecto al otro (p. ej. Fondriest et al. 2013). La fricción también puede generar estrías de falla en el mismo plano. El resultado es una pequeña zona, de unas cuantas micras de grosor, lisa y brillante que

debe de tener una rugosidad muy próxima a la longitud de onda de la luz que se refleja (en este caso de la luz en el visible $0.4 - 0.7 \mu\text{m}$).

Una sola muestra de espejo de falla fue recogida para analizar (Fig. 19). La muestra se embebió en resina para formar una probeta rígida que la proteja debido a su fragilidad. El espejo de falla se desarrolla sobre cataclasitas escasamente cohesivas. El interés de esta muestra reside en realizar observaciones en la zona pulida natural, para observar la microestructura en superficie pulida por el movimiento de falla. Es destacable la reducción muy importante del tamaño de grano. Igual que pasa en las ultracataclasitas se observa perfectamente que los granos alcanzan fácilmente pocas décimas de micra. La reducción del tamaño de grano, una vez más, pone de manifiesto la cantidad de deformación asociada al desplazamiento.

El MEB ha permitido reconocer sobre la superficie la presencia de estrías de falla, relativamente bien conservadas en los espejos. La geometría de las estrías es rectilínea con un espaciado variable y una profundidad de menos de 5 micras. En estas superficies la porosidad es sustancialmente menor que en otras partes de la muestra donde la superficie de deslizamiento no está conservada (Fig. 19b).

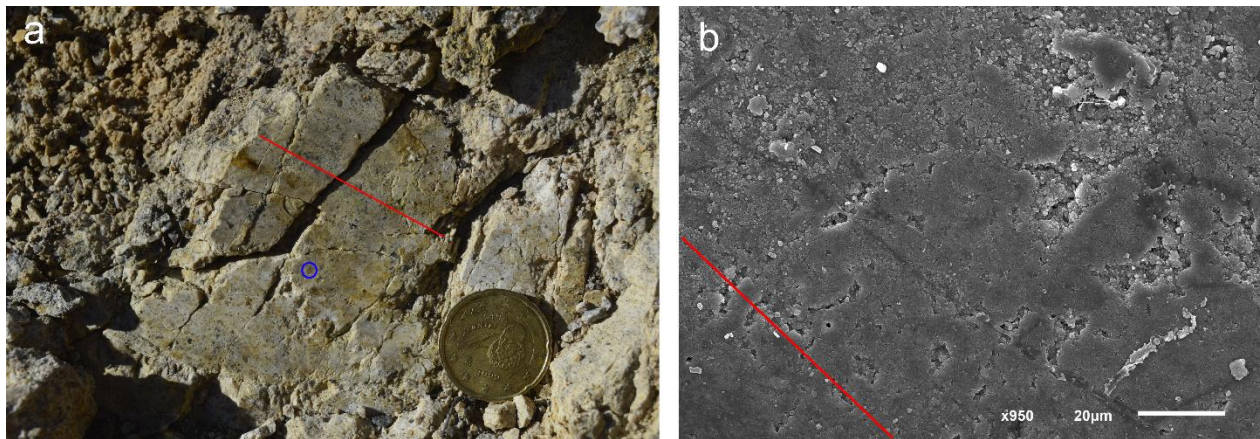


Fig. 19. (a) Fotografía de la muestra Som-3, una cataclasita sobre la que se desarrolla un espejo de falla en relación a una superficie menor de deslizamiento. Sobre el espejo de falla se aprecian estrías (esquina superior izquierda a esquina inferior derecha, representadas con la línea roja) y granos completamente seleccionados por la superficie de movimiento, un ejemplo destacado con el círculo azul. (b) Microfotografía de la muestra Som-3 con electrones secundarios en el MEB. Se puede observar la orientación de las estrías de falla de acuerdo con la disposición de la línea roja en el margen inferior izquierdo.

7.4. Análisis digital de las imágenes de cataclasitas

El análisis digital de las imágenes nos sirve para calcular la distribución de tamaños de grano, en este caso de partículas producto de un proceso de fracturación y trituración. Estas distribuciones de tamaños de partículas se pueden cuantificar calculando la dimensión fractal de las partículas o fragmentos. La dimensión fractal es un parámetro independiente de la escala que corresponde a la pendiente de la recta de una distribución logarítmica entre el tamaño de grano y su frecuencia. Está definida por el exponente D . Se han analizado tres de las 4 muestras fotografiadas: Som-1C, Som-1E y Som-1F

La dimensión fractal (D) ha sido calculada como una regresión lineal de la distribución de los tamaños de partícula en función de su frecuencia en un diagrama log-log, como realiza en su estudio Blenkinsop (1991). La Figura 20 muestra dos tendencias lineares que corresponden a dos valores aproximados de D . Cada recta define un tipo de proceso de deformación que Grady y Kipp (1987) describieron, a partir de datos experimentales:

- Fragmentación por tensión para una distribución de tamaños de partícula con D menor de 2. Correspondiente a la recta con los valores más pequeños de D .
- Molienda o *comminution* para una distribución de tamaños de partícula con D entre 2 y 2.4. Correspondiente a la recta con los valores más grandes de D .

El valor D incrementa con el número de eventos de fracturación y la energía de los mismos (Arbiter y Harris, 1965; Hartman, 1969).

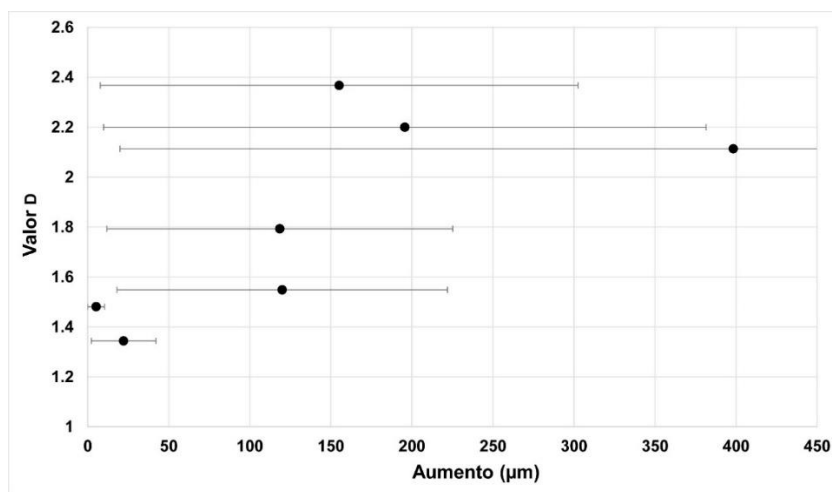


Fig. 20. Distribución del exponente D en función de los rangos de tamaño de partículas analizados en las muestras Som-1C, Som-1E y Som-1F. Para la muestra Som-1C se han analizado tres rangos de tamaños de grano de 1 a 10 μm , de 10 a 230 μm y $>230\mu\text{m}$. En las otras muestras sólo dos rangos comprendidos a partir de 10 μm .

8. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

8.1. Estructura

El presente trabajo amplía el conocimiento geológico sobre la zona del Manto de Somiedo comprendida entre Robledo y Cospedal. Para llevar a cabo esta tarea fue necesaria la revisión de los conocimientos previos del Manto de Somiedo y la Zona Cantábrica, un reconocimiento de campo de la zona basal, la medición de estructuras y el análisis de las muestras de rocas de falla corregidas.

En primer lugar se ha elaborado un nuevo mapa geológico de detalle de la zona de estudio definiendo con precisión los trazados de las estructuras cabalgantes previamente publicadas. La cartografía de la zona estudiada mantiene las estructuras mayores principales descritas inicialmente, según Julivert et al. (1971) y Bastida et al. (1984). No obstante el reconocimiento de campo ha favorecido a la mejora de la traza de las estructuras cabalgantes principalmente, y las formaciones geológicas. Se presentan mapas con la orientación y disposición de pliegues de escala métrica en las zonas frontales de los cabalgamientos que soportan el estudio cinemático. Como novedad principal se ha incluido el trazado de un cabalgamiento fuera de secuencia identificado en la campaña de cartografía en la zona oeste y central que coloca calizas blancas de San Emiliano sobre la formación Láncara. En la zona de estudio el trazado del cabalgamiento es paralelo a la base del Manto de Somiedo. Esta estructura tiene implicaciones cinemáticas que no se han determinado en este trabajo pero que servirán para futuros proyectos de investigación de las zonas colindantes.

En segundo lugar se han elaborado mapas de detalle con estructuras menores identificadas en el campo, como son estrías y pliegues de escala métrica. Los criterios cinemáticos restituidos de estrías, ejes de pliegues y lineaciones de intersección, demuestran que la dirección de transporte tectónico varisco se produjo en la dirección SO-NE de acuerdo con los criterios cartográficos de Bastida et al. (1984) y Alonso et al. (2009). Si bien dos de las estrías analizadas (B y C), una vez restituidas, dan direcciones de movimiento en sentido N-S más próximas a las definidas por la tectónica alpina. Los ejes de los pliegues de la zona oeste también apuntan a una dirección de movimiento N-S, posiblemente por el apretamiento de las estructuras durante el emplazamiento del cabalgamiento fuera de secuencia, aunque se requiere de mayor número de observaciones para confirmar esta hipótesis.

8.2. Rocas de falla

En el Manto de Somiedo las cataclasitas presentan un aspecto homogéneo que se traduce en una deformación más o menos homogénea, con algunas zonas de intensidad elevada donde se generan las ultracataclasitas. No se reconocen foliaciones texturales como patrón común, recristalizaciones ni formación generalizada de harinas de falla. Es destacable en la zona de falla, la escasa presencia de venas de calcita o de cuarzo, lo que indica poca actividad de fluidos. No obstante, las ultracataclasitas asociadas a una de las superficies de deslizamiento de la zona de falla, muestra pequeñas inyecciones hacia techo que son favorables por la presencia de fluidos durante la deformación.

Estas observaciones contrastan con las características descritas en la base del Manto del Esla (Aboleya, 1999). En el Esla la deformación es extremadamente heterogénea con foliaciones texturales, recristalizaciones y generación de harinas de falla. Además se reconocen numerosas venas de cuarzo y calcita (a veces cimentando o fracturando granos de cuarzo), y crecimiento de cristales fibrosos de calcita que evidencian la presencia de fluidos.

El estudio de la dimensión fractal de las cataclasitas refleja diferentes mecanismos de fracturación dentro del flujo cataclástico en función del tamaño de las partículas como bien describe Blenkinsop (1991). Como se muestra en la figura 28 se reconocen dos dominios con dos exponentes distintos $D = 1.57$ y 2.25 . Según Grady y Kipp (1987) los exponentes definen un tipo de mecanismo de fracturación ligeramente distinto. Para exponentes menores a $D = 2$ el mecanismo dominante es la fragmentación por tensión simple. Para exponentes entre $D = 2 - 2.4$ domina la cizalla y lo que se conoce como *comminution* o disminución del tamaño de grano por molienda. Hartman (1969); Arbiter y Harris (1965), afirman que D aumenta con el número de eventos de fracturación y la energía requerida en cada uno. Así por ejemplo las harinas de falla pueden llegar a presentar valores de D cercanos a 3 o incluso superarlos.

La distribución del exponente D en las rocas estudiadas (Som-1C, Som-1E y Som-1F) muestra una clara tendencia creciente con el tamaño de grano. Para tamaños de menos de $10 \mu\text{m}$ se obtienen valores aproximados de $D = 1.57$ que incrementa hasta un valor medio $D = 2.25$ en tamaños de grano superiores a $200 \mu\text{m}$. Los dominios de estos valores se superponen para un mismo tamaño de grano. Lo que indica que los procesos de fracturación no se han ceñido a un rango de tamaños de grano concreto sino que, especialmente los que representan los mayores valores de D han podido afectar cualquier tamaño de grano. Estos resultados son contrarios a lo que expone Keulen (2007), donde muestra dos dominios claramente separados con dos valores de D

distintos que sólo se superponen en una fracción de rango de tamaños de grano muy pequeña.

El estudio y análisis de las rocas de falla muestra que los procesos de deformación y fracturación son diversos dentro del campo del flujo cataclástico. Los valores de los exponentes de la dimensión fractal describen dos dominios ($D = 1.57$ y 2.25) con una tendencia incremental con el tamaño de grano lo que está de acuerdo con un predominio de la fracturación propiamente dicha en tamaños de partícula mayores y con la operación de otros procesos en tamaños micrométricos.

Para finalizar, en este trabajo se describe por primera vez la microestructura de una superficie de deslizamiento de falla capaz de reflejar la luz, esto es un espejo de falla. Las observaciones realizadas con microscopía electrónica en esta superficie muestran que la porosidad es sustancialmente menor que en el resto de la cataclasita a ambos lados del espejo. Todo ello parece indicar una mayor recristalización en esta superficie con respecto a la cataclasita a ambos lados del espejo.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Adaro, L De & Junquera, G. (1916). Criaderos de hierro de España; tomo II, Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 1 vol. texto, pp., 1-610, 35 fig., 12 lám.; 1 vol. lám., 10 lám., Madrid.
- Aller, J. (1986). La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central. Tesis doctoral. Serv. Pub. Principado de Asturias, Oviedo, 180 p.
- Alonso, J. L. (1987). Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la region del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España) tesis doctoral. Dip. Prov. De León, 276 p.
- Alonso, J. L. (1987 a). Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 9, 8, 969-983.
- Alonso, J. L. (1989). Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170, 57-77.
- Alonso, J. L., Marcos, A., 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*, Vol. 7, nº 4, 451-473.
- Arboleya, M. L., Julivert, M. y Zamarreño, I. (1999). Datos sobre el mecanismo de emplazamiento del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, NW de España) aportados por las rocas de falla. *Trabajos de Geología*, 21, 47-60.
- Arbiter, N. y Harris, C. C. (1965). Particle Size Distribution-time Relationships in Comminution, *Br. CHem. Eng.* 10, 240-247.
- Bastida, F., Marcos, A. Perez-Estaun, A. y Pulgar, J. A., (1984). Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Boletín Geológico y Minero*. T. XCV-VI. Pp. 517-539.
- Bastida, F. y Gutiérrez, G. (1989). Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18, 117-125.

- Bastida, F., Brime, C., García-López, S., Aller, J., Valín, M. L. and Sanz-López, J. (2002). Tectono-thermal evolution of the Cantabrian Zone (NW Spain). *Cuadernos del Museo Geominero, nº 1*, Madrid.
- Best, M. G. (1982). Igneous and metamorphic petrology. *Freeman, New York*.
- Blenkinsop, T. G. (1991). Cataclasis and Processes of Particle Size Reduction. *PAGEOPH*, vol. 136, nº 1.
- Bowman, M. B. J. (1980). *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield (inérita).
- Bowman, M. B. J. (1982). The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian/Wesphalian A sequences in the Cantabrian Mis., NW Spain. *Trabajos de Geología*, 12, 23-25.
- Brouwer, A. & Gilkel, A. C. Van. (1964). La succession carbonifere dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest), *C. R. V. Conger. Strat. Geol. Carb, París, 1963*. 1, 307-319.
- Bucher, K. and Frey, M. (1994). Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer, Berlin Heidelberg, New York*.
- Comte, P. (1937). La serie cambrienne et silurienne du Léon (Espagne). *C. R. Acad. Sci. France*, 204, 604-606.
- Comte, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillière cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60, 440 p.
- Engelder, J. T. (1974). Logarithmico-normal Distributions in Breakage of Solids, *Ind. Eng. Chem.* 40, 2289-2291.
- Fondriest, M., Smith, S. A. F., Candela, T., Nielsen, S. B., Mair, K., Di Toro, G. (2013). Mirror-like faults and power dissipation during earthquakes. *Geology*, 41, 1175-1178.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. University of Bergen. Norway. 463 p.
- García Fuente, S. (1952). Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 64, pp. 345-456, 8 fig., 3 lám. Cortes, 11 lám. Fósiles, 50 fotos, 1 map., Madrid.

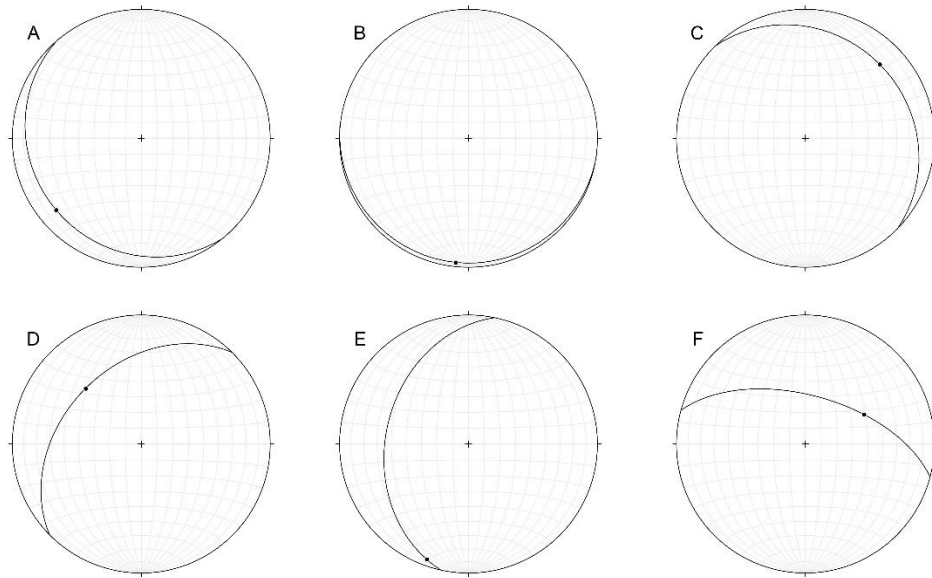
- García Fuente, S. (1959). Explicación de la hoja nº 77, La Plaza (Teverga) Asturias. *Mapa Geol. De Esp. E. 1:50.000, Inst. Geol. Min. Esp.*, n. 305 H, 1 vol., 68 pp., 8 fig., 81 fotos, 14 lám. Fósiles, 1 lám. Cortes, 1 map., f. t., Madrid.
- Gómez de Llarena, J. (1946). Nuevos yacimientos cámbricos de la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 44, pp. 101-111, 2 fig., 2 lám., Madrid.
- Gómez de Llarena, J. & Rodríguez Arango, C. (1948). Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp. T. 61*, pp. 79-206, 13 fig., 12 lám., 1 map. Color, Madrid.
- Grady, D. E. y Kipp, M. E. (1987). Dynamic rock fragmentation, In *Fracture Mechanics of Rock*, ed. Atkinson, B. Academic Press Inc., London, 1987, pp. 420-475.
- Hartman, W. K. (1969). Terrestrial, Lunar and Interplanetary Rock Fragmentation. *Icarus 10*, 201-213.
- Heilbronner, R. y Keulen, N. (2006). Grain size and grain shape analysis of fault rocks. *Geol. Ins., Dep. Envir. Scien., Basel University, Switzerland. Tectonophysics*, 427, 199-216.
- Julivert, M. y Pello, J. (1967). Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica.*, Inst. Nal. Geol., C. S. I. C., año II, n. 4, pp. 77-81, 2 fig., Barcelona.
- Julivert, M., Pello, J. y Fernández-García, L. (1968). La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, nº 2, Fac. de Ciencias, Universidad de Oviedo. Pp., 1-44, 15 figs., 1 mapa, Oviedo.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973). Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Am. Jour. Sci.*, 273, 353-375
- Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A. M. y Ito, H. (2007). Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology*, 29, 1282-1300.

- Kocks, U. F., Tomé, C. N. y Wenk, H. R. (1989). Texture and anisotropy. Preferred orientations in polycrystals and their effect on materials properties. Cambridge Univ. Press. 675 p.
- Leyva, F.; Granados, L. F.; Solovieva, M. N.; Reitlinger, E. A.; Martínez Díaz, C.; Laveine, J. P.; Loboziak, S.; Brousmiche, C.; Candilier, A. M. & Horvath, V. (1985) La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Sector Central de la Unidad Estructural de La Sobia-Bodón (Cuencas de Quirós-Tevega). *C. R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid, 1983*, 1, 213-230.
- Lotze, F. & Sdzuy, K. (1961). Das Kambrium Spaniens, Teil 1, Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abb. Math-naturw. Kl.*, 6, p. 283-498.
- Miyashiro, A. (1973). Metamorphism and metamorphic belts. *Allen and Unwin, London*.
- Moore, L. R.; Neves, R.; Wagner, R. H. & Wagner-Gentis, C. H. T. (1971). The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain. *Trabajos de Geología*, 3, 307-363.
- Nicola de Paola, Robert E. Holdsworth, Cecilia Viti, Cristiano Colletini, Rachel Bullock (2015). Can grain size sensitive flow lubricate faults during the initial stages of earthquake propagation? *Earth and Planetary Science. Letters* 431, 48-58.
- Oele, E. (1964). Sedimentological Aspects of four Lower-Paleozoic Formation in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Med.*, 30, p. 1-99.
- Passchier, C.W., y Trouw, R.A.J. (1996). *Microtectonics. Springer, Berlin*, 289 p.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonic model for an accurate fold and thrust belt: Cantabrian zone. *Tectonics*, 7, 3, 517-537.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G., Martín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. Universidad de Oviedo, *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Schulz, G. (1858). Descripción geológica de la Provincia de Oviedo, 1 vol., 138 pp., 1 fig., 1 map., Madrid.

- Sibbson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213.
- Sitter, L. U. (1959). The Rio Esla nappe in the zone of León of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Ints. Geol. Min. España*, 56, 3-24.
- Sitter, L. U. (1962). Th estructure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264, 3 lám. F. t., Leiden.
- Suárez-Rodríguez, A., Toyos, J. M., López-Díaz, F., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R. y Gutiérrez-Alonso, G. (1991): Mapa geológico de España. 1:50.000, hoja nº 102 (12-7) (Los Barrios de Luna). IGME, Madrid.
- Turner, F.J. (1968). Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects. *McGraw Hill, New York*.
- Van den Bosch, W. J. (1969). The relationship between orogenesis and sedimentation in the SW part of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leid. Geol. Meded.* Vol. 44, p. 227-233.
- Weil, A. B., Van der Voo, R., Van der Pluijm, B. A., Parés, J. M. (2000). The formation of an orocline by multiple deformations: a plaeomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc, (Cantabria Zone, northern Spain). *Journal of Structural Geology*, 22, 735-756.
- Williams, H., Turner, F. J., Gilbert, C. M. (1982). Petrography – an introduction to the study of rocks in thin sections, 2nd edn. *Freeman, IMC, San Francisco*.
- 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.

Anexos

Proyección estereográfica de la orientación de las estrías medidas en el campo



Pliegues de escala métrica reconocidos y medidos en el campo

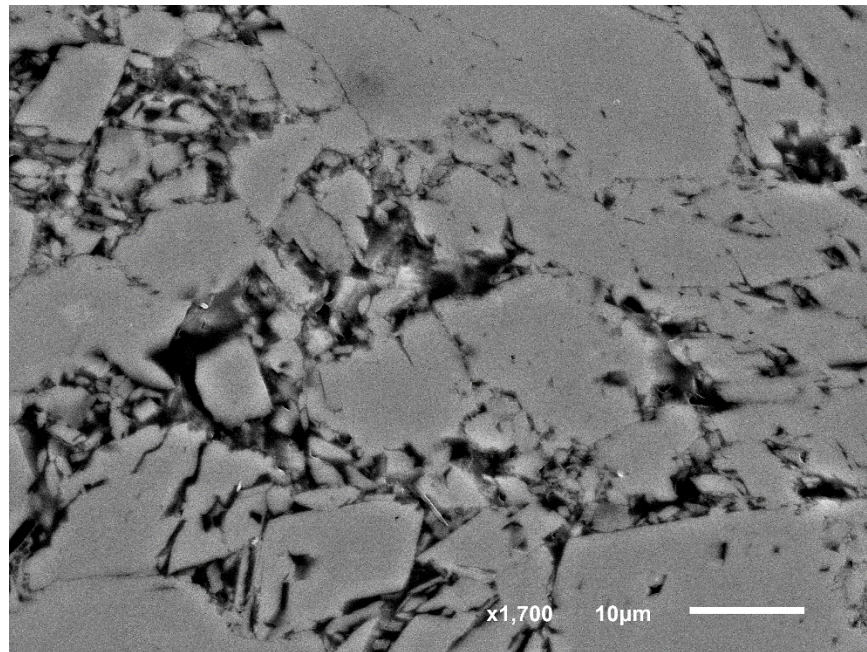




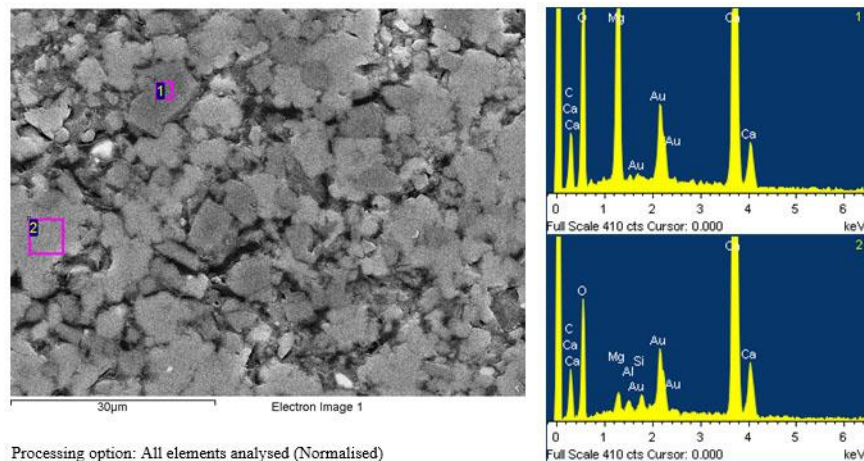
Pliegue en caja reconocido y medido en el campo



Imagen de microscopio electrónico de barrido (MEB) con electrones retrodispersados de la muestra Som-1E. Se muestra la reducción de tamaño de grano en las cataclasitas, por debajo de 1 µm. Los tramos en negro representan el espacio poroso generado durante la fracturación. La forma en rombo de los fragmentos carbonatados indica un control cristalográfico en la fracturación.



Análisis semicuantitativo por EDX (Energy-dispersive X-ray spectroscopy) con el MEB de la muestra Som-1E.



Processing option: All elements analysed (Normalised)

Spectrum	In stats.	C	O	Mg	Al	Si	Ca	Total
Spectrum 1	Yes	18.00	54.68	11.03	0.41	0.59	16.29	100.00
Spectrum 2	Yes	16.45	52.74	0.98	0.41	0.59	28.82	100.00
Max.		18.00	54.68	11.03	0.41	0.59	28.82	
Min.		16.45	52.74	0.98	0.41	0.59	16.29	

All results in weight%

Imagen de alta resolución con electrones secundarios en MEB mostrando los rasgos de la superficie natural de las cataclasitas (los granos en la parte superior de la imagen sí se encuentran pulidos). Muestra Som-2.

