



Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE GRADO

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS EN LA SIERRA DE FUENTES, REDES

LUCÍA REY DOMÍNGUEZ

GRADO EN GEOLOGÍA

JUNIO - 2021



ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS FORMACIONES PALEOZOICAS EN LA SIERRA DE FUENTES, REDES

Lucía Rey Domínguez

uo257491@uniovi.es

Resumen: En este trabajo se recoge el análisis estructural de la Sierra de Fuentes, Redes. En primer lugar, se realizó una revisión de la cartografía existente, aunque este TFG se centró en estudiar las estructuras menores a nivel de afloramiento, tales como diaclasas y fallas menores y sus estructuras asociadas, concentradas principalmente en la Fm Barrios, con el objetivo de caracterizar la distribución de la deformación en el área estudiada. Resultado del trabajo de campo, se hicieron pequeñas modificaciones sobre la cartografía geológica existente. En cuanto a las estructuras menores, las observaciones realizadas no permiten establecer una orientación preferente de las fallas menores en las distintas formaciones estudiadas, en cada una de ellas muestran orientaciones diferentes. Respecto a las diaclasas, en Fm Barrios pudieron agruparse en tres familias diferentes, una de ellas coincidente con bandas cataclásticas, unas estructuras encontradas en los afloramientos que no habían sido descritas previamente en esa zona. Además, se tomaron datos con un equipo de ultrasonidos a fin de determinar el efecto de las grietas de tensión en espejos de falla sobre la propagación de ondas sísmicas. Los datos obtenidos de los ultrasonidos permitieron confirmar la anisotropía provocada por las grietas de tensión en la propagación de ondas sísmicas causando un retardo de un 5% en la velocidad de ondas P.

Abstract: This project addresses the structural analysis of the paleozoic formations in Fuentes Mountain Range, Redes. First, a revision of the previous geological cartography was carried out, although the main aim of this project is to study minor structures at outcrop level, such as joints and minor faults, and its associated structures. It was mainly concentrated in the Barrios formation, and the aim was to characterize the distribution of the deformation in the study area. Minor modifications were made to the existing geological map. Regarding the minor structures, no preferred orientation was found for fault planes in the different formation. As for the joints, three different families were described in the Barrios Fm, one of them was coincident with cataclastic bands, structures never reported before in this area. In addition, ultrasound measurements were performed in order to determine the effect of the shear fractures along slip surfaces on the propagation of seismic waves. Ultrasound data confirmed the anisotropy originated by the shear fractures in the propagation of waves, causing a reduction of 5% in the velocity of P waves.

INTRODUCCIÓN

Situación geográfica

Este trabajo se localiza en el sureste de Asturias, dentro de Parque Natural de Redes. Concretamente, el área estudiada pertenece al valle de Tarna, donde nace el río Nalón en la Sierra de Fuentes.

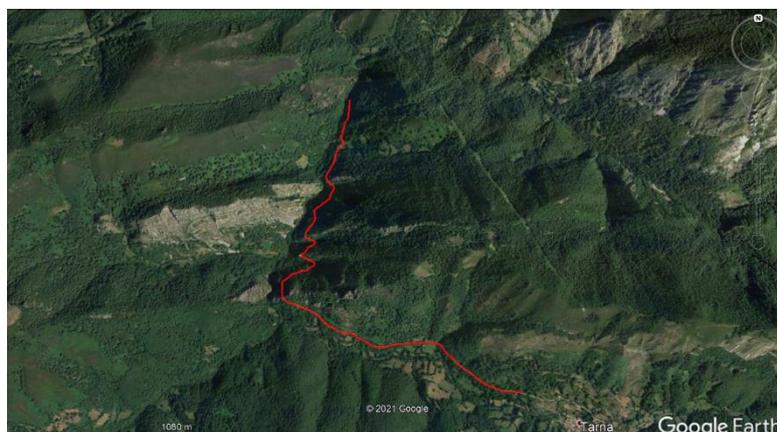


Figura 1. Recorrido realizado en la zona de estudio a lo largo del Valle de Tarna.

Contexto Geológico

El área de estudio de este trabajo se encuentra en la Zona Cantábrica, más concretamente pertenece a la parte meridional de la Región del Manto del Ponga. Esta región se caracteriza por la presencia de un gran número de escamas cabalgantes con una vergencia dominante al este, emplazadas durante la orogenia varisca. Los cabalgamientos de esta área presentan un trazado muy sinuoso debido a la existencia de un conjunto de pliegues de trazado E-W (Álvarez-Marrón et al., 1989), además de estar altamente afectadas por la deformación posterior al emplazamiento de los cabalgamientos.

El trabajo se centra en la zona este del anticlinal del Río Monasterio y el sinclinal de Felechosa-Tarna, al oeste de la falla de Ventaniella (Fig. 2, B). Estos pliegues de trazado E-W son resultado de las terminaciones laterales de los cabalgamientos y las unidades alóctonas del Manto del Ponga. En el área del anticlinal del Río Monasterio estudiada en este TFG, las unidades presentes son, de norte a sur: la Escama de Aves, perteneciente al Sistema de Beleño; el Manto de Sebarga; y el extremo sur del Dúplex de los Beyos, que constituye el núcleo del anticlinal. Sus cabalgamientos de muro son el Cabalgamiento de Aves, Cabalgamiento de Sebarga y el Cabalgamiento Basal del Ponga (Álvarez-Marrón, 1989), respectivamente. Al sur de esta estructura se encuentra el Sinclinal de Felechosa-Tarna, que en esta zona se presenta como un pliegue abierto en caja, y afecta al Manto de Campo de Caso, la unidad alóctona más extensa del Manto del Ponga (Álvarez-Marrón, 1989).

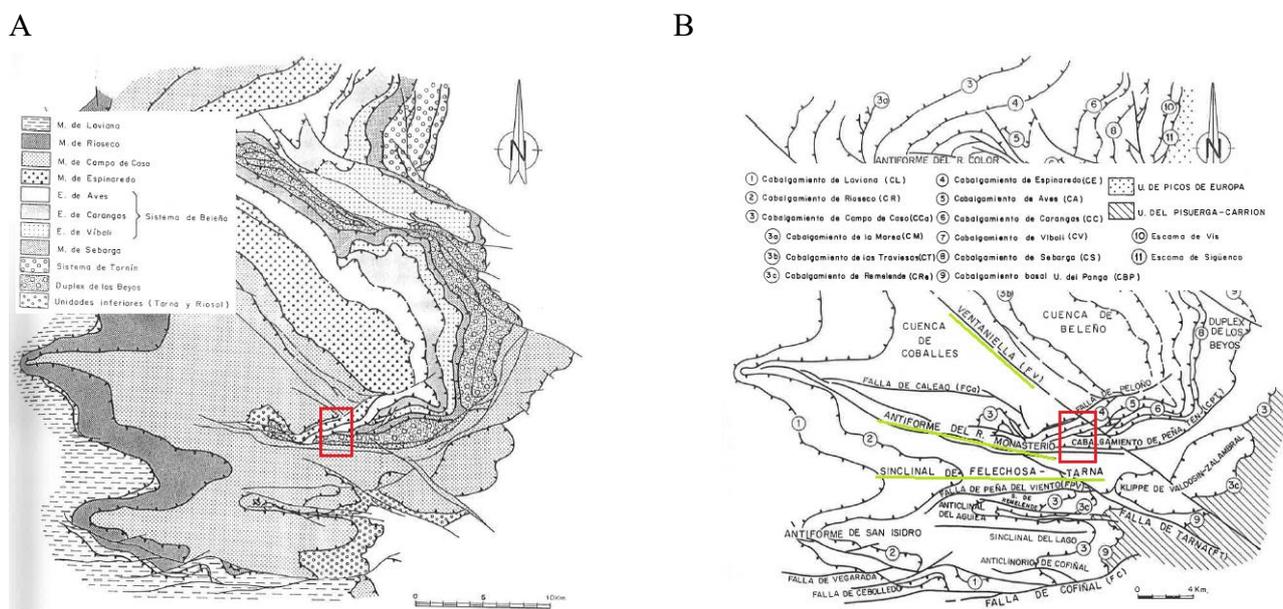


Figura 2. El recuadro rojo marca la zona de estudio, según mapas geológicos de Álvarez-Marrón (1989). A) Unidades alóctonas de la Región de Manto del Ponga. B) Principales estructuras descritas en la zona de estudio.

OBJETIVOS

La zona de estudio se encuentra altamente deformada, fruto de la superposición de la deformación asociada a varias estructuras y en varias etapas. El objetivo fundamental de este trabajo consiste en estudiar la deformación asociada a estas estructuras cartográficas. Esto se lleva a cabo a través del análisis de las estructuras menores presentes en el área de estudio resultantes de esos esfuerzos, especialmente aquellas de carácter más frágil como las diaclasas y las fallas menores. Aunque se han realizado observaciones en diferentes materiales como lutitas, calizas y cuarzoarenitas, el trabajo se ha focalizado especialmente en este último tipo de materiales. Para completar el análisis estructural a escala de afloramiento se ha realizado además, mediante la utilización de un equipo de ultrasonidos, un estudio sobre la propagación de ondas en

espejos de falla para determinar como la existencia de grietas de tensión puede introducir anisotropía en la propagación de ondas sísmicas a través de la roca deformada.

MATERIALES

Estratigrafía

En la zona estudiada se identificaron siete formaciones conocidas de la Región del Manto del Ponga (Julivert, 1967). Estos materiales tienen edades comprendidas desde el Cámbrico inferior al Carbonífero superior, con una importante laguna estratigráfica que abarca desde el Ordovícico inferior al Devónico superior.

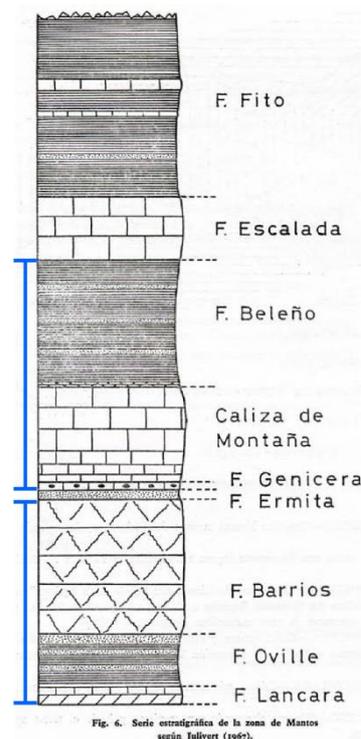


Fig. 6. Serie estratigráfica de la zona de Mantos según Julivert (1967).

Figura 3. Columna estratigráfica de la Región del Manto del Ponga (Julivert, 1967). Las marcas azules indican las formaciones aflorantes en la zona.

Comenzando por los materiales cámbricos, la primera formación es la Fm. Láncara (Fig. 4, A) que aparece representada por estratos decimétricos de calizas grises claras de grano fino en la base que pasan a estratos decimétricos de calizas rojas nodulosas (griotte) a techo (Aramburu et al. 1993). A continuación, también de edad cámbrica, aparece la Fm. Oville (Fig. 4, B), compuesta por lutitas oscuras verdosas con intercalaciones de areniscas glauconíticas (Julivert, 1967). La formación Barrios (Fig. 4, C), que abarca desde el Cámbrico medio al Ordovícico inferior, está constituida por cuarzoarenitas entre las que pueden aparecer estratos decimétricos de lutitas. En esta área, la Fm. Barrios se encuentra altamente fisurada y adelgazada, con un espesor de unos 230 metros a diferencia de su potencia habitual, que puede llegar hasta 1000 metros (Aramburu et al., 1995).

Después de la laguna estratigráfica, en algunas zonas pueden aparecer las formaciones Vegamián y Alba (Fig 4, D), también llamada Fm. Genicera, representando el Devónico superior y el paso al Carbonífero. La primera se compone de lutitas negras con nódulos de manganeso y lentes de chert (Aramburu et al., 1995). La segunda es la llamada “griotte carbonífera”, y está formada por calizas rojas nodulosas, base meteorizada en uno de los afloramientos. El techo de la Fm. Alba es gradual con el muro de la Caliza de Montaña de la Fm. Barcaliente (Fig 4, E). Esta es una caliza negra fétida tableada que en esta zona presenta una gran potencia

dado que conforma el núcleo de un anticlinal. La formación más joven es la Fm. Beleño (Fig 4, F), que incluye lutitas abigarradas con fósiles, e intercalaciones de areniscas.



A)



B)



C)



D)



E)



F)

Figura 4. Formaciones cartográficas presentes en la zona de estudio. A) Calizas y dolomías de grano fino de la Fm. Láncara. B) areniscas y lutitas verdes de la Fm. Oville. C) Cuarzoarenitas de la Fm. Barrios. D) Calizas nodulosas Fm Alba y Fm. Vegamián. E) Calizas negras con laminaciones de la Fm. Barcaliente. F) Lutitas de la Fm. Beleño.

Estructura en la zona de estudio

Los cabalgamientos que conforman la Región del Manto del Ponga tienen una vergencia dominante al este, dirección del transporte tectónico durante el emplazamiento de los mantos. Sin embargo, la zona estudiada en este TFG se encuentra en la terminación meridional de este sistema de cabalgamientos, por lo que su vergencia cambia, siendo hacia el sureste (Álvarez-Marrón, 1989). El anticlinal del río Monasterio es un anticlinal asimétrico con traza axial orientada E-W, con su flanco norte como flanco largo, dado que se asienta sobre la rampa lateral cabalgada inclinada hacia el norte (Álvarez-Marrón, 1989). El núcleo y el flanco sur de este pliegue se encuentran afectados por un conjunto de fallas inversas de alto ángulo buzando al norte que convergen en el cabalgamiento basal del Ponga, y de las que la más importante es el cabalgamiento de Peña Ten (Álvarez-Marrón, 1989), representado en la figura 5 como “CPT”. Todas ellas tienen un trazado E-W. Hacia el sur se encuentra el sinclinal de Felechosa-Tarna, un pliegue abierto en caja, es decir, con fondo plano dado que se encuentra sobre el rellano cabalgado, y con trazado E-W (Álvarez-Marrón, 1989).

Como se puede apreciar en la figura 5, el anticlinal del río Monasterio involucra a un mayor número de unidades alóctonas que el sinclinal de Felechosa-Tarna, que solo afecta al Manto de Campo de Caso. Esto puede ser debido a la existencia de una “*tear fault*”, una falla simultánea al emplazamiento de los mantos previos a este último (Álvarez-Marrón, 1989).

Estas estructuras se encuentran afectadas por una deformación posterior que provoca un acortamiento N-S y en algunos casos el rejuego de estructuras surgidas durante el emplazamiento de los mantos (Álvarez-Marrón, 1989).

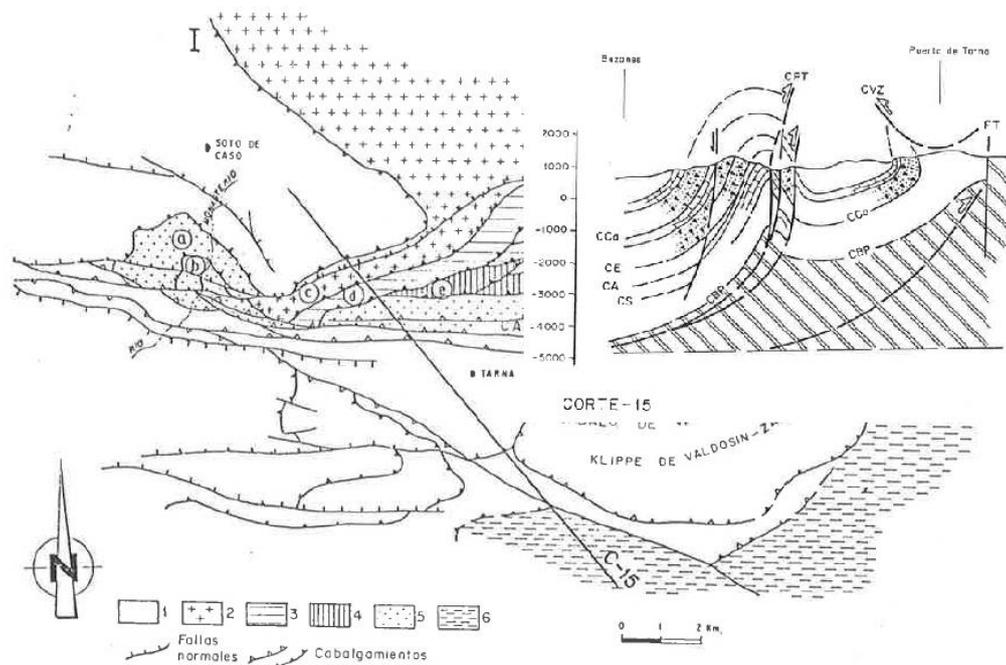


Figura 5. Mapa y corte de la zona de estudio por Álvarez-Marrón, 1989. 1) Manto de Campo de Caso. 3) Escama de Aves. 4) Manto de Sebarga. 5) Dúplex de los Beyos.

METODOLOGÍA

Técnicas y herramientas empleadas en el trabajo de Campo

Se utilizaron ocho días de campo. En primer lugar, se hizo un reconocimiento de los materiales presentes y zonas que podrían ser de interés. Posteriormente, en lugar de utilizar una brújula convencional manual para la adquisición de datos estructurales, se utilizó la aplicación móvil FieldMove Clino, que ya incorpora una brújula digital, además de geolocalización con GPS. Con ella se recogieron datos de orientación de las estructuras presentes con la herramienta “Clino” (Fig. 6, A), pudiendo ordenarlas según el tipo y la formación a la que pertenecieran gracias a la simbología que incluye la aplicación como se puede observar en la figura 6, B y 6, C. Todos estos datos puntuales quedaron localizados mediante el GPS incorporado en el dispositivo móvil, siendo posible comprobar su posición sobre la imagen de satélite que utiliza la aplicación (Allmendinger et al., 2017).

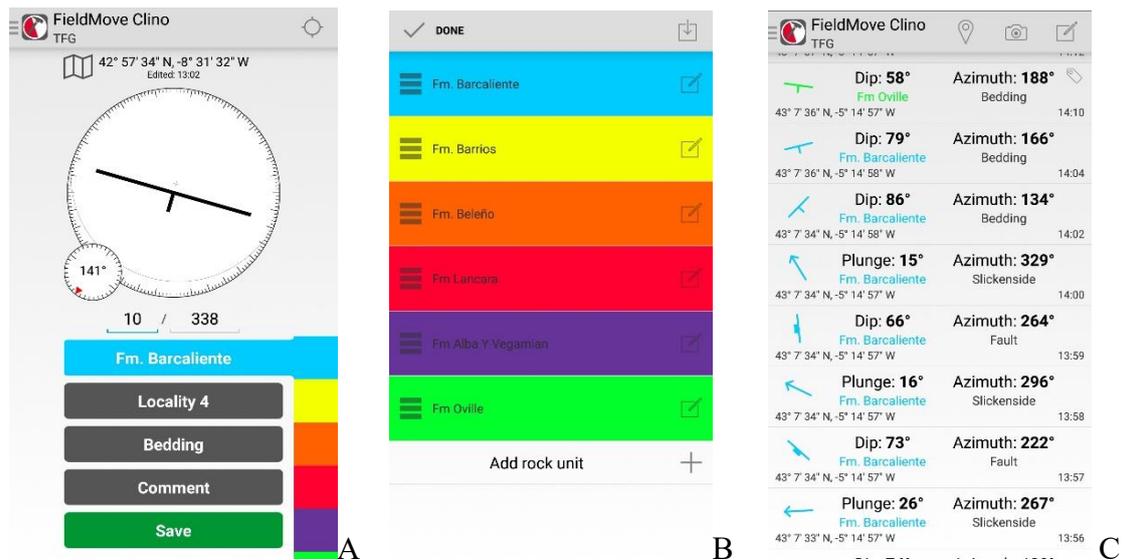


Figura 6. Capturas de pantalla de la aplicación FieldMove Clino, utilizada en la adquisición de datos estructurales en el campo. A) Toma de un dato puntual de estratificación (“bedding”) con la herramienta “Clino”. B) Clasificación por colores de los datos según la formación en la que se encontraban. C) Ejemplo de datos tomados en el caclasificados según el tipo de estructura y formación a la que correspondían.

Después de haber revisado las estructuras, se escogieron dos espejos de falla con grietas de tensión. Estas grietas son fracturas, rellenas o no, que se desarrollan en las superficies de deslizamiento y en ocasiones, según su geometría, muestran el sentido del movimiento (Fossen, 2010). Sobre los espejos de falla se realizaron mediciones de ultrasonidos con un equipo portátil de la casa Proceq, modelo Pundit 200. Éste es un método de análisis no destructivo que permite estudiar las discontinuidades de un material mediante la emisión y recepción de pulsos de ultrasonidos, con lo que es posible medir el tiempo que las ondas tardan en viajar por el material (Suhariyanto et al., 2021). Este tiempo dependerá de la microestructura de las rocas atravesadas, incluyendo las discontinuidades presentes. Se utilizaron transductores de ondas P de 54 kHz de Proceq y transductores de ondas S de 500 kHz de Olympus, dispuestos según el modo de transmisión indirecta o transmisión superficial (Fig. 7). En ambos casos, se utilizó un acoplante específico para ondas P y otro específico para ondas S en el contacto entre la roca y el transductor con el objetivo de mejorar la comunicación de los pulsos de ultrasonidos y su recepción.

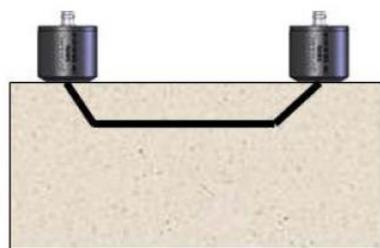


Figura 7. Disposición de los transductores durante la transmisión indirecta (figura del manual de instrucciones).

Tratamiento de datos

En primer lugar, toda la información recogida en el campo con aplicación FieldMove Clino se volcó en Excel para revisarla y ordenarla en función del tratamiento que se le fuera a dar. Al exportar la información recogida con la aplicación FieldMove Clino, ésta se encontraba dividida en diferentes archivos por lo que en primer paso fue elaborar un archivo único de Excel, aunando y ordenando la información según el uso que se le iba a dar como se puede ver en la figura 8, A. Se elaboró una hoja específica para los datos de orientación que iban a ser visualizados en la aplicación online StereoNet (<https://app.visiblegeology.com/stereonet.html>), clasificados según el tipo de estructura y la formación a la que pertenecían. En esta aplicación se estudiaron con el fin de observar la existencia de alguna orientación preferente común para cada una de ellas (Fig. 8, B).

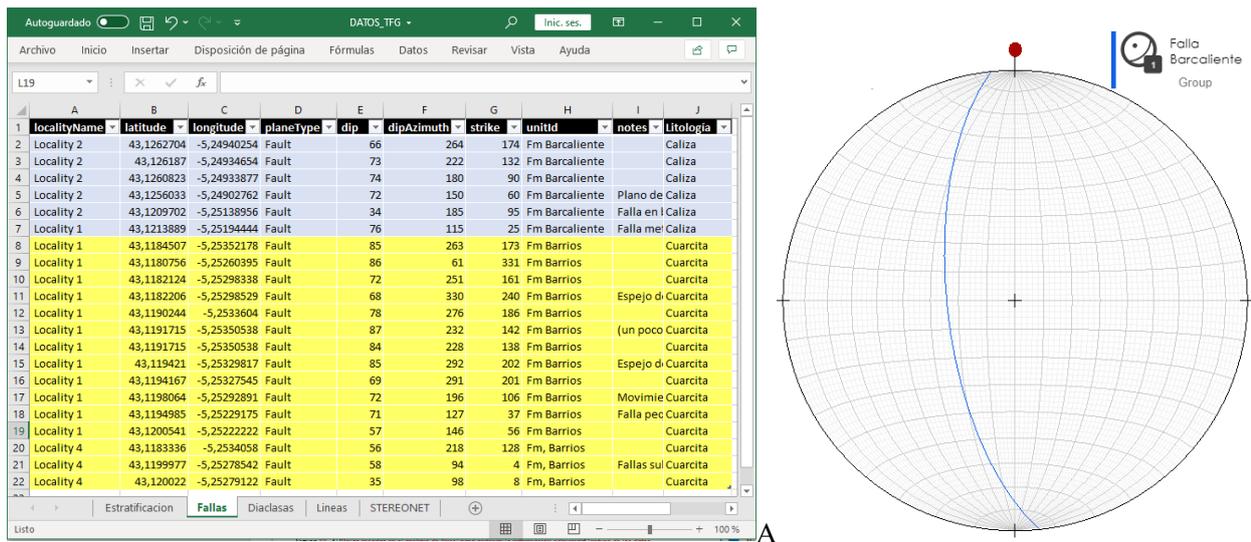


Figura 8. A) Tabla de los datos de las fallas medidas con la información ordenada en Excel B) Ejemplo de dato puntual de orientación de una falla tomado en la Fm. Barcaliente representado en StereoNet.

Para facilitar el tratamiento de los datos puntuales en el programa QGIS, se separaron en diferentes hojas en función de si se trataba de medidas de estratificación, diaclasas, planos de falla o estrías. Antes de cargar los datos puntuales en el programa QGIS, se prepararon las capas base de la zona. Del Centro Nacional de Información Geográfica se adquirieron la Base topográfica nacional (BTN) de 1:25000, la fotografía aérea del PNOA del año 2017, y un modelo digital del terreno (MDT) de 5x5 m. Además, se obtuvo del IGME la hoja 79 del MAGNA, con la que se compuso el mapa geológico que se presenta al final de esta memoria y que se utilizó de referencia en el trabajo de campo. A continuación, se añadieron los datos puntuales de las hojas del archivo de Excel a QGIS como tablas de datos e inmediatamente se exportaron como *shapefiles*. Una vez creado este archivo se le asignaron diferentes símbolos a cada tipo de estructura (Fig. 9). Todos estos datos tenían especificada la formación a la que pertenecía por lo que, con un duplicado de esta capa, se creó otra capa de puntos de diferente color según la formación que representaban, permitiendo trazar los contactos entre dichas formaciones según la información adquirida en el campo. Combinando estos contactos y los mapas geológicos previos del GEODE (Merino-Tomé et al., 2011) y el producido por Álvarez-Marrón (1989), se creó una cartografía de la zona estudiada, a partir de la cual se hizo un corte geológico digitalizado con el programa Adobe Illustrator, ambos presentados en el anexo como las figuras A.1 y A.2, respectivamente.

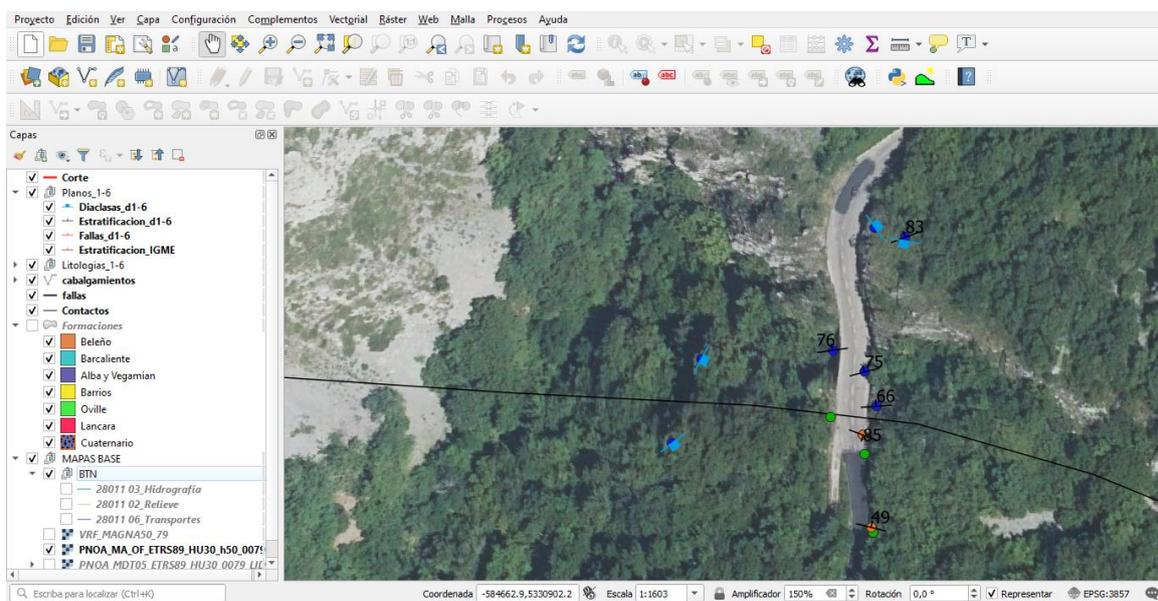


Figura 9. Estructura de las capas utilizadas en QGIS para realizar el mapa geológico y estructural.

La medida de ultrasonidos en el campo requiere de superficies planas, de forma que el contacto de los transductores con la roca sea lo más ajustado posible que evite la pérdida de energía y de señal. Las superficies de origen natural que mejor cumplen estos criterios son las superficies de falla, puesto que el deslizamiento de los bloques produce superficies planas y un pulido natural de la roca. Una vez realizadas las medidas, para visualizar los datos obtenidos de las mediciones de ultrasonidos se utilizó el programa PL-Link de Proceq. En él se pudieron estudiar en detalle las curvas obtenidas (Fig. 10).

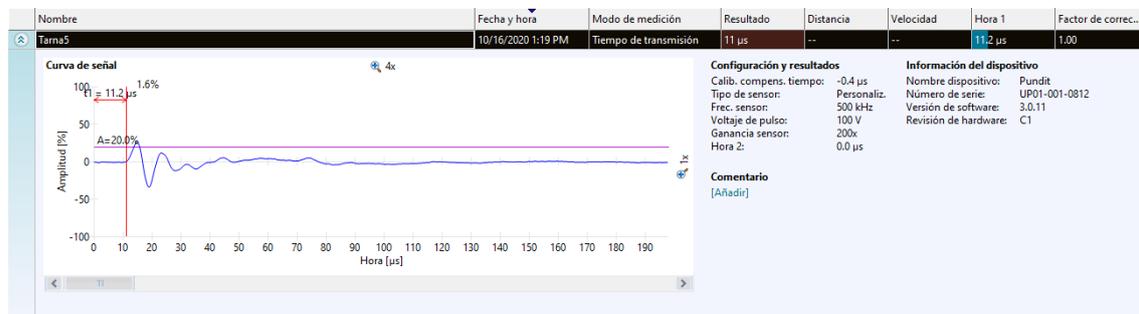


Figura 10. Registro de ondas de una de las medidas realizadas en el campo con el equipo portátil visualizada en el programa PL-Link.

Con el tiempo obtenido de la primera llegada de la señal (t_1) se determinaron las velocidades de propagación de las ondas, asumiendo que la distancia recorrida era la distancia entre los transductores (d), utilizando la siguiente ecuación:

$$\text{Velocidad de propagación} = \frac{d}{t_1}$$

Análisis microscópico

De las muestras recogidas de las cuarzoarenitas se hicieron láminas delgadas para estudiar al microscopio. Se utilizó el modelo de microscopio Leitz Labolux 12 Pol, con el ocular de 10 aumentos combinado con los objetivos de 2,5 y 10 aumentos, y la cámara AmScope modelo MU1100 para tomar las imágenes. En primer lugar, se estudió una lámina delgada de la misma roca pero de una zona en la que no había sufrido deformación, con el objetivo de compararla con la lámina obtenida de la zona de estudio e identificar las estructuras resultantes de dicha deformación. Se hicieron medidas de tamaño de grano con la aplicación AmScope en ambas láminas. La lámina delgada de la roca deformada no contaba con cubre, por lo que presentaba un aspecto “sucio”. Además, para poder apreciar las estructuras internas en los granos extinguidos, se usó la cuña de yeso, por lo que algunas imágenes presentan colores de interferencia altos que no se corresponden con los colores de interferencia típicos de cuarzo, en tonos grises.

RESULTADOS

Estructura

Se revisó la cartografía geológica que incluye desde el antiforme del río Monasterio hasta el flanco norte del sinclinal de Felechosa-Tarna. Con las observaciones y la información recogida en el campo se hicieron algunas modificaciones en los contactos de la cartografía existente, además de añadir más datos estructurales en las diferentes unidades litoestratigráficas. Además, se detectó la presencia de las formaciones Alba y Vegamián en el núcleo del anticlinal.

Tanto en el mapa (Anexo, A.1) como en el corte (Anexo, A.2) al final de esta memoria, se puede apreciar que el flanco norte del anticlinal se encuentra muy verticalizado, incluso llegando a invertirse en ciertos tramos al norte de la estructura. Los cabalgamientos y las fallas presentes a gran escala también se encuentran cercanas a la vertical y en profundidad muestran una geometría lítrica (Álvarez-Marrón, 1989).

Las estructuras menores sobre las que se trabajó en los afloramientos de las distintas formaciones, fueron fundamentalmente diaclasas y fallas menores, estas últimas en algunos casos presentaban estrías asociadas al movimiento de los bloques de falla. La recogida de estos datos se centró en la Fm Barrios (Fig. 11).

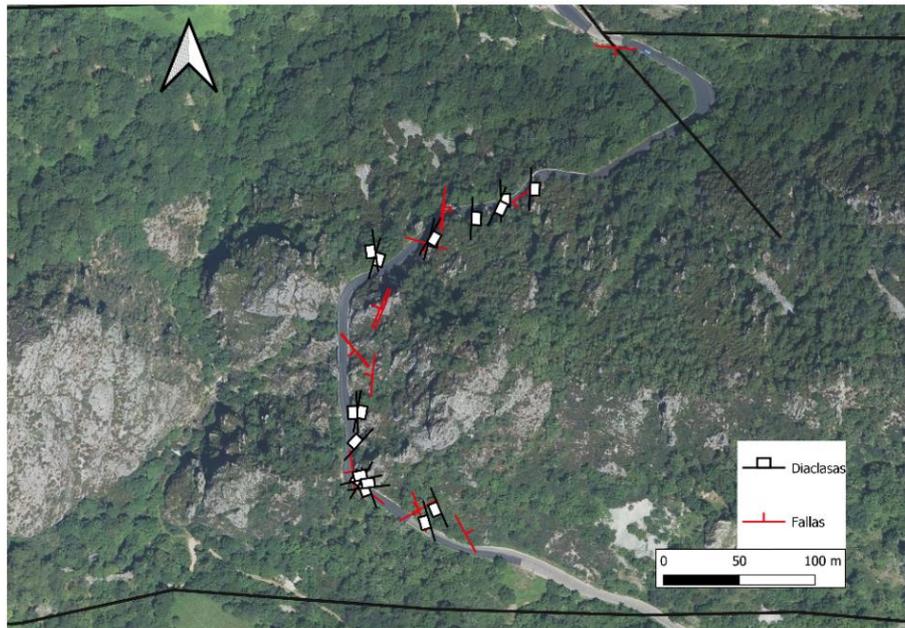


Figura 11. Distribución cartográfica de medidas de fallas y diaclasas de la Fm Barrios. Las líneas en negro representan los contactos mecánicos que limitan la Fm Barrios en la zona estudiada.

Tras estudiar las orientaciones de dichas estructuras en StereoNet, se observó que las diaclasas medidas en las lutitas de la Fm Beleño presentan un ángulo de buzamiento alto con una clara preferencia al sur (Fig. 12, A). Sin embargo, las medidas en la Fm Barcaliente (Fig. 12, B) no tienen una orientación preferente, aunque todas tienen un bajo ángulo de buzamiento. En la Fm Barrios, podrían reconocerse tres familias diferentes de diaclasas (Fig. 12, C). En la primera (1), el buzamiento es de bajo ángulo, de ente 8° y 30° , con inclinación al norte. La segunda (2) tiene una orientación preferente al SE, con buzamientos mucho mayores, de entre 66° y 88° . La tercera (3), y última, también presenta buzamientos muy altos de ente 70° y 88° , pero su inclinación dominante es hacia el SW. Estas familias de diaclasas se pueden ver juntas en el campo como se muestra en la figura 13.

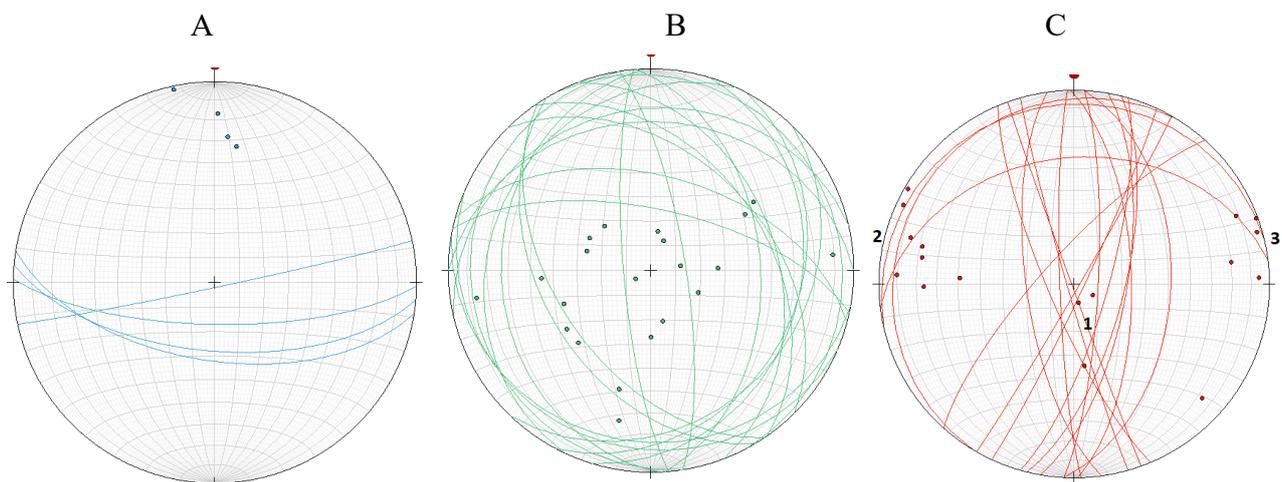


Figura 12. Representación estereográfica de planos de diaclasas con sus respectivos polos en StereoNet. A) Diaclasas en lutitas de la Fm Beleño. B) Diaclasas de la Fm Barcaliente. C) Diaclasas en la Fm Barrios. Los números al lado de cada conjunto de polos indican la familia de diaclasas a la que pertenecen.

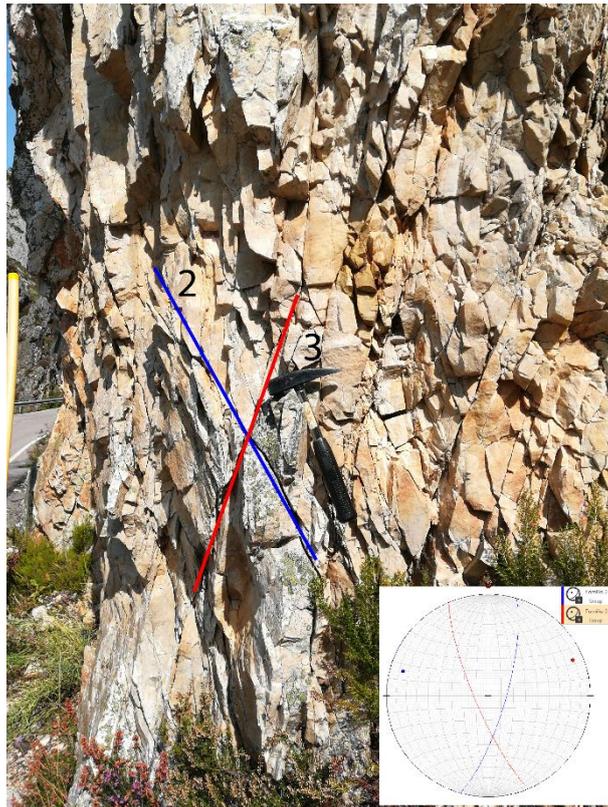


Figura 13. Familias de diaclasas 2 (azul) y 3 (rojo) en un afloramiento.

Entre la orientación de las fallas medidas tanto en la Fm Barrios como en la Fm Barcaliente no se puede distinguir ninguna disposición preferente. En cambio, las estrías que pudieron ser medidas en los planos de falla de ambas formaciones tienen en común un buzamiento bajo, de entre 34° y 0° (Fig. 14).

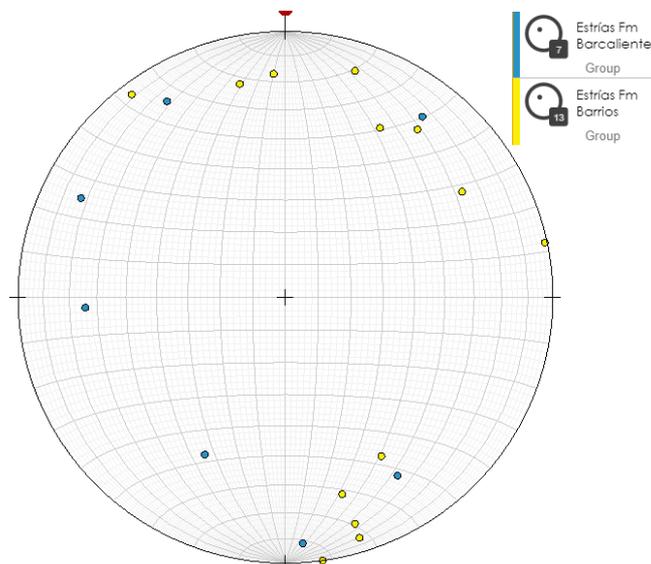


Figura 14. Representación estereográfica de las estrías medidas en planos de falla menores.

En la formación Barrios se encontraron bandas cataclásticas visibles en muestra de mano. En el campo, estas bandas presentan un color blanco muy claro que destaca sobre el propio color blanco del cuarzoarenita como muestra la figura 15, debido a que están formadas por fragmentos de un tamaño mucho menor. Estas

estructuras buzcan hacia el norte con un ángulo bajo. Se pudo medir un plano subparalelo a ellas obteniendo un valor de dirección y buzamiento de 12/32.

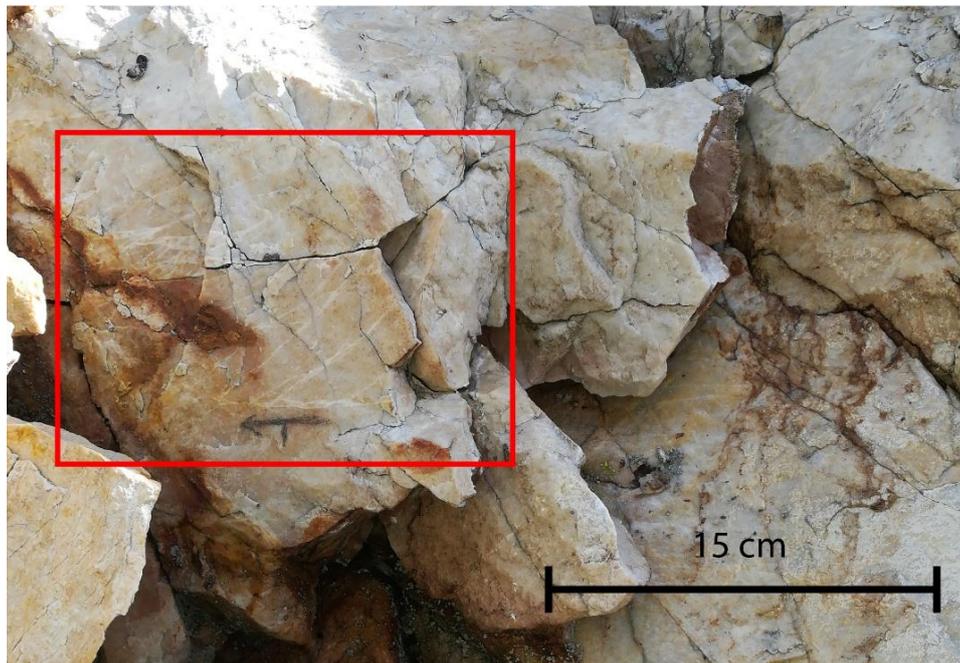


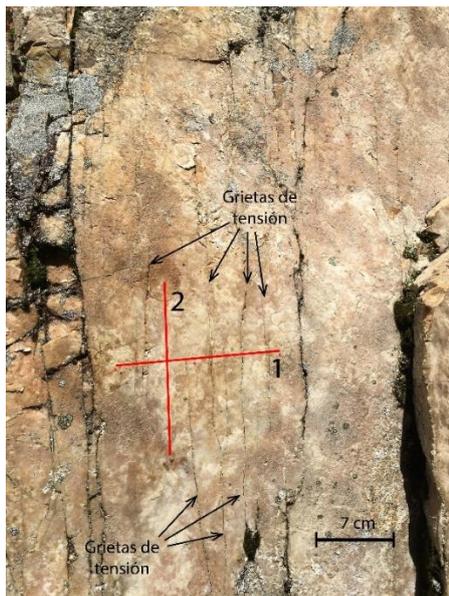
Figura 15. Fotografía de las bandas cataclásticas en el afloramiento. La orientación del plano señalado en la imagen es de 91/69.

Velocidad de ondas P sobre superficies de falla

Se seleccionaron dos superficies de falla para la realización de medidas de propagación de ondas P. Los dos criterios para la selección de los planos fueron que la superficie fuera lo más lisa posible, para que el contacto con el transductor fuera el mejor posible, y que se pudieran reconocer la presencia de grietas de tensión, cuyo efecto sobre la propagación de ondas se quería establecer. En el primer plano de falla se hicieron 10 medidas con diferente colocación como se puede ver en la figura 16, A: perpendicularmente a las grietas de tensión, primero con una separación de 15 cm entre los transductores y posteriormente 7 cm; y paralelamente a las grietas de tensión, con una separación de 15 cm. En el segundo plano de falla se hicieron únicamente dos medidas debido a que los resultados obtenidos no eran suficientemente buenos.

Dado que con el método de transmisión indirecta la longitud del recorrido de las ondas por el material es incierto, se estudia cómo afecta la existencia de esas grietas de tensión al tiempo de llegada en función de la disposición de los transductores, perpendicular o transversalmente a la orientación de las grietas, asumiendo que el recorrido es la distancia entre transductores. En el campo se hicieron medidas de ondas P y S. Las curvas obtenidas para las ondas S incluyen también la primera llegada de las P. Sin embargo, no fue posible diferenciar ambas señales debido a la irregularidad de la superficie, por lo que hubo que descartar dichas medidas de los resultados finales dado que las velocidades calculadas eran anómalamente elevadas. Se compararon los datos tomados con la misma distancia entre transductores (15 cm) de las mejores curvas obtenidas de las ondas P. En la figura 16, B.1 se muestra una medida tomada de manera perpendicular a las grietas de tensión, obteniendo un tiempo de llegada de 53,2 μ s, con el que se calculó una velocidad de propagación de 2819,5 m/s. La curva de la figura 16, B.2 pertenece a una medida paralela a las grietas, donde la primera llegada fue a los 50,8 μ s, por lo que la velocidad de propagación es de 2952,8 m/s. Ambas velocidades son significativamente menores respecto a las medidas previamente en muestras de las cuarzoarenitas con escasa deformación de la Fm Barrios, que oscilan entre los 3000 y 4000 m/s (Llana-Fúnez et al., 2021). La velocidad de las ondas propagadas perpendicularmente a las grietas de tensión es un 5% menor que la de aquellas propagadas paralelamente. Este retardo se debe claramente a las grietas de tensión, que provocan una anisotropía en la transmisión de las ondas sísmicas dado que representan un conjunto de discontinuidades con la misma orientación en la roca.

A



B

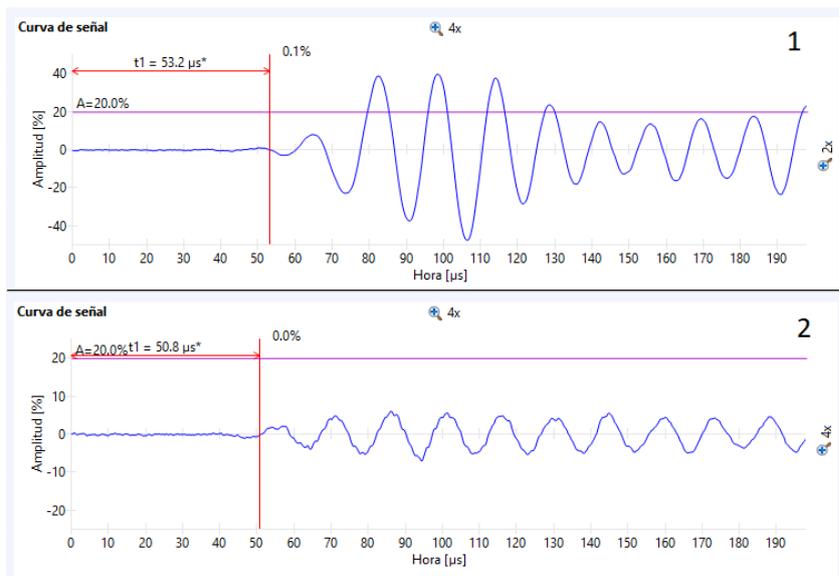
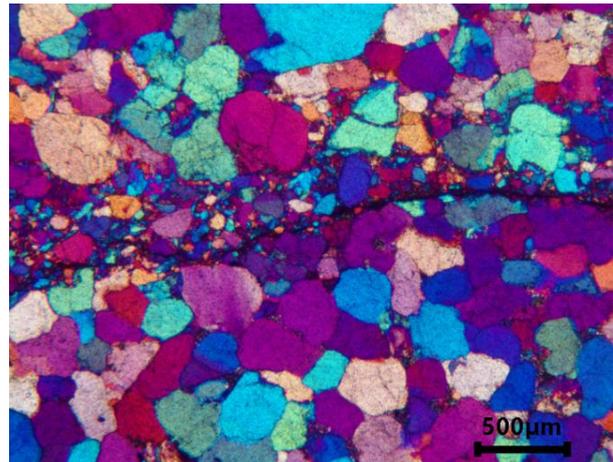
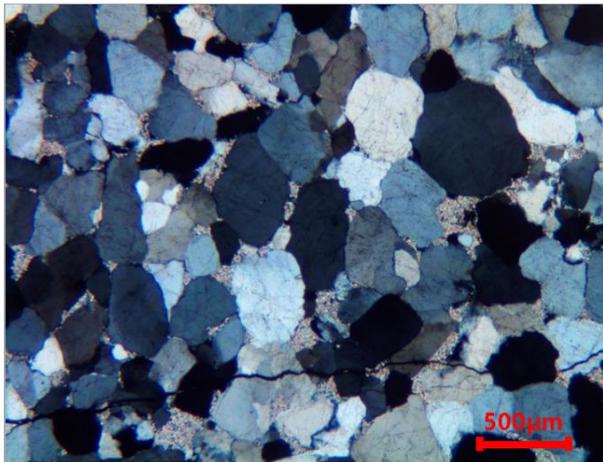


Figura 16. Medidas de ondas P. A) Disposición de las medidas 1 y 2 de ultrasonidos sobre el espejo de falla. B) Registro de tiempos de llegadas de ondas P en la horizontal, con un tiempo de llegada de $53,2 \mu s$ (1), y en la vertical, con un tiempo de llegada de $50,8 \mu s$ (2).

Análisis microscópico

En el microscopio se han estudiado únicamente las muestras de la Fm Barrios, en concreto muestras de cuarzoarenitas. El aspecto que muestran al microscopio la cuarzoarenita sin deformar (Fig. 17, A) es el de una roca constituida enteramente por granos de cuarzo redondeados de entre 500 y $720 \mu m$, en consonancia con el origen sedimentario de la roca, que representan más del 95% y un porcentaje muy bajo de matriz arcillosa (Zaragoza, 2018). En ella se produjeron procesos de cementación y disolución, con puntos triples visibles e indentaciones en algunos bordes de grano, por lo que la representación de la porosidad original se limita a la presencia de matriz. Internamente, algunos granos presentan alineaciones de inclusiones debido al sellado de fracturas por deformación previa a la formación de la roca. Otros muestran su origen metamórfico con extinciones heterogéneas (extinción ondulante) e incluso formación de nuevos granos.

La muestra recogida en la zona de estudio presenta un porcentaje mucho menor de matriz y un tamaño de grano ligeramente menor, de entre 240 y $550 \mu m$. La principal característica de esta muestra es la existencia de bandas cataclásticas también visibles en muestra de mano (Fig. 15), consistentes en una franja en la que aparecen triturados los granos originales. Una parte de los fragmentos tienen una dimensión intermedia de entre 90 y $55 \mu m$, procedentes de la rotura de granos de mayor tamaño (algunos de estos fragmentos se encuentran ligeramente desplazados); la otra fracción consiste en una matriz de grano muy fino, menor de $30 \mu m$ debida a la abrasión de los fragmentos mayores. Los bordes de la banda cataclástica son muy irregulares, lo que indica que su desplazamiento fue muy pequeño. En la imagen de la figura 17, B, se puede apreciar la microestructura interna en una banda cataclástica. Consta de una superficie principal bastante neta, aunque irregular, donde la mayor parte del material triturado se encuentra por encima de la superficie de rotura.



A

B

Figura 17. Fotografías al microscopio con 2,5 aumentos. A) imagen de la cuarzoarenita sin deformar tomada con nicoles cruzados. B) imagen de cuarzoarenita atravesada por una banda cataclástica, tomada con nicoles cruzados y la cuña de yeso insertada, de ahí los colores de interferencia observados. La imagen corresponde a la terminación de una de las bandas cataclásticas observadas en el campo.

CONCLUSIONES

En primer lugar, el trabajo de campo ha permitido realizar pequeñas correcciones en la cartografía existente, confirmando la existencia de las formaciones Alba y Vegamián en el núcleo del anticlinal.

En cuanto a las estructuras tectónicas menores, objeto inicial del TFG, se han medido en diferentes litologías de las unidades litoestratigráficas en la zona de estudio. La disposición de las estructuras es diferente en función de las propiedades mecánicas de los materiales dominantes en cada unidad, siendo diferente en las lutitas de la Fm Beleño, calizas micríticas de la Fm Barcaliente y cuarzoarenitas de la Fm Barrios.

Sobre esta última unidad se ha centrado la mayor parte del estudio estructural. El trabajo de caracterización estructural realizado sobre la zona de estudio ha aportado nuevos datos sobre los materiales estudiados, especialmente en el caso de las cuarzoarenitas de la Fm Barrios.

La principal aportación realizada es la identificación de bandas cataclásticas en las cuarzoarenitas de la Fm Barrios. Estas estructuras consisten en zonas de trituración de la roca original. La medida de su orientación en el campo muestra que tienen una inclinación de bajo ángulo, hacia el norte. De las tres familias de diaclasas medidas en las rocas de esta unidad, una de ellas aprovecha estas superficies. Estas bandas cataclásticas no han sido descritas en la bibliografía y dada su orientación podrían asociarse a una deformación N-S posterior a los cabalgamientos variscos.

Con respecto a las superficies de falla a escala de afloramiento, aunque no se encontró ninguna disposición preferente en las fallas menores estudiadas, no obstante, sí se pudo observar que las estrías medidas tenían en común un bajo ángulo de buzamiento.

La medida de las velocidades de propagación de ondas P en planos de falla con grietas de tensión permitió cuantificar la anisotropía que introducen estas estructuras secundarias. Los datos preliminares obtenidos de los retardos en la dirección perpendicular a estas grietas indican una disminución de las velocidades de un 5%.

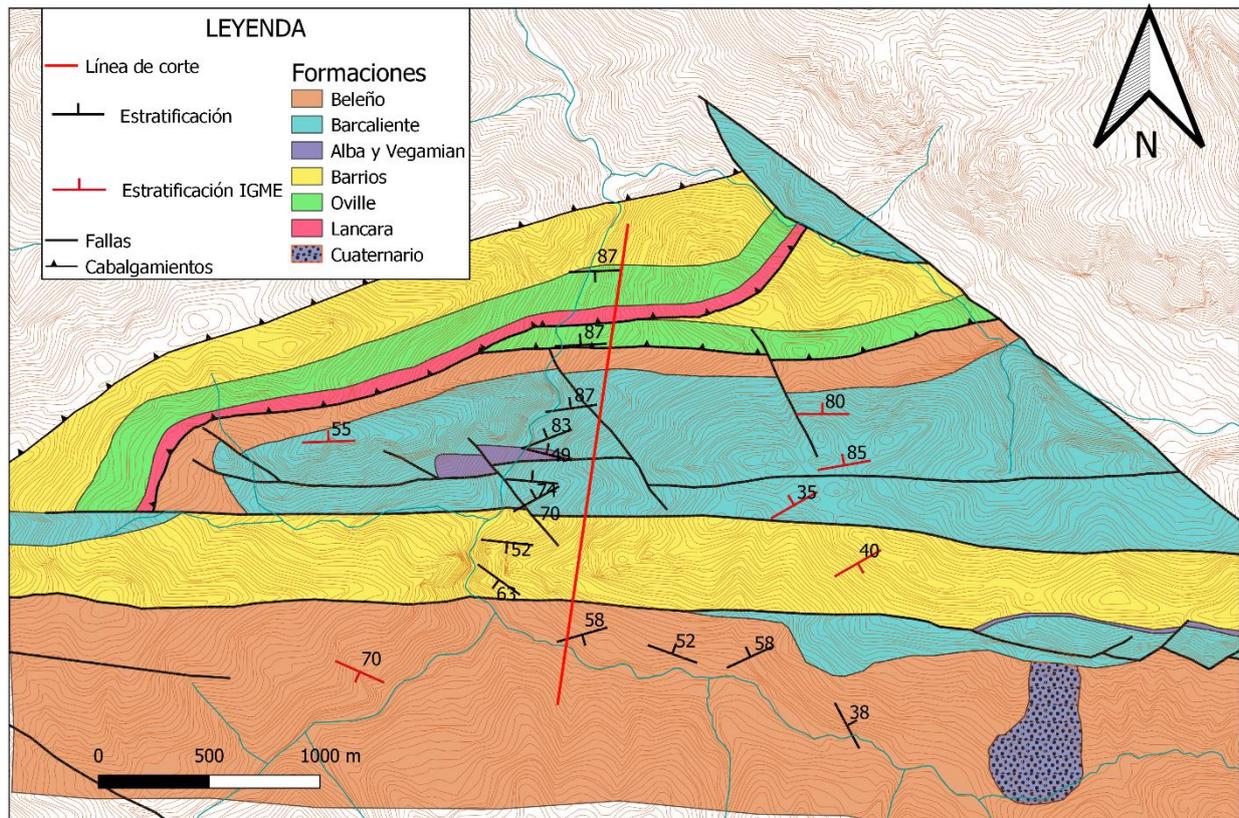
BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., Siron, C.R. y Scott, C. P. (2017). Structural data collection with mobile devices: Accuracy, redundancy, and best practices. *Journal of Structural Geology*, 102, 98-112.
- Álvarez-Marrón, J. (1989). La estructura Geológica de la Región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.

- Álvarez-Marrón, J., Heredia, N., y Pérez-Estaún, A. (1989). Mapa geológico de la Región del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18, 127-135.
- Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.). (1995). *Geología de Asturias*. Editorial Trea. 68-69 pp.
- Aramburu, C. y García-Ramos, J.C. (1993) La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 45-73.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Editorial Cambridge University Press, 190-191 pp.
- Julivert, M. (1967). La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Revista de la Facultad de Ciencias*, VIII(2), 131-148.
- Llana-Fúnez, S., Zaragoza, A., Ruiz de Argandoña, V.G., López, C., Olona, J. y Pando, L. (2021). Propiedades petrofísicas de las cuarzoarenitas de la Fm Barrios (Zona Cantábrica, N de España). *Geogaceta*, 69, 63-66.
- Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso Alonso, J.L. (2011). *Síntesis Geológica de la Zona Cantábrica y la Cuenca Vasco-Cantábrica (Zona 1000 y Zona 1600)*. Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50 000, Principado de Asturias (Zonas: 1100-1000-1600). En GEODE. *Mapa Geológico Digital continuo de España. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO*. IGME.
- Suhariyanto, S., Arystianto, D.P. and Raharjo, B.A. (2021) The effect of transducer distance on the concrete crack depth measurement using PUNDIT. *IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering*, 1073 012014.
- Zaragoza, A. (2018). *Caracterización geotécnica de la Formación Barrios en la Zona Cantábrica*. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Oviedo, 46p.

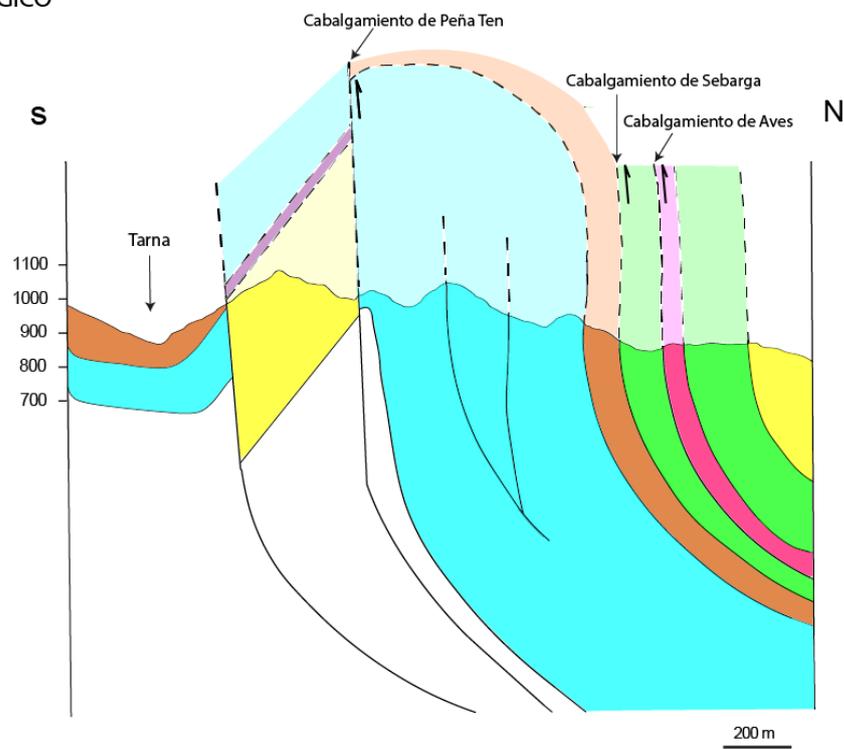
ANEXO 1

MAPA GEOLÓGICO DEL VALLE DE TARNA



A. 1. Mapa geológico del Valle de Tarna.

CORTE GEOLÓGICO



A. 2. Corte geológico.