



CARACTERIZACIÓN GEOMECÁNICA DE CALIZAS EN PEÑA CARESES (ASTURIAS)

TRABAJO FIN DE MÁSTER



Universidad de Oviedo



Universidad de Oviedo

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

PAULA MONTSERRAT TORRES

Junio de 2022

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que me han ayudado a llevar a cabo este trabajo:

- En primer lugar, agradecer a mis tutores por su inestimable ayuda: a Luis Alberto Pando, por haberme guiado durante este trabajo, por su completa disposición en todo momento y sus rigurosas correcciones. A Vicente Gómez Ruiz de Argandoña por su gran interés en que este trabajo saliese adelante, por enseñarme todos los ensayos de laboratorio y darme buenos consejos basados en su larga experiencia.
- A Sergio Llana Fúnez por ayudar a realizar el ensayo de compresión simple y por su paciencia para resolver todas mis dudas.
- A la universidad por haberme facilitado las instalaciones y recursos necesarios para la realización de este trabajo.
- A mis amigos y compañeros de máster, especialmente a Jordy Anthony Capurro y Manuel Ramos, por acompañarme al campo y a Carla Hernández por animarme a lo largo de este proceso. A todos mis amigos que vinieron a visitarme a Oviedo, con un gran interés en mi trabajo (o más bien en la gastronomía asturiana).
- Por último, pero no menos importante, agradecer a mis padres y a mis hermanas por su apoyo incondicional y por darme la oportunidad de cursar este máster.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. ANTECEDENTES	2
1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	3
1.3. MARCO GEOLÓGICO	3
1.3.1. Generalidades.....	3
1.3.2. Estratigrafía.....	5
1.3.3. Estructura	8
1.3.4. Hidrogeología	10
1.3.5. Uso industrial.....	11
2. OBJETIVOS	12
3. METODOLOGÍA	13
3.1. REVISIÓN DOCUMENTAL.....	14
3.2. TRABAJO DE CAMPO.....	14
3.2.1. Componentes del estudio geomecánico	16
3.2.2. Virtualización del afloramiento	17
3.3. TRABAJO DE LABORATORIO	19
3.3.1. Procedencia de las muestras de roca.....	19
3.3.2. Preparación de las probetas.....	20
3.3.3. Estudios.....	23
3.4. TRABAJO DE GABINETE.....	32
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	33
4.1. RECOPIACIÓN DE DATOS	33
4.2. CARACTERIZACIÓN DEL MACIZO ROCOSO.....	34
4.2.1. Matriz rocosa	34
4.2.2. Análisis de discontinuidades.....	35
4.2.3. Densidad de fracturación	43
4.2.4. Clasificación de macizos.....	43
4.2.5. Parametrización de macizos.....	45

4.3. CARACTERIZACIÓN DE LABORATORIO	48
4.3.1. Determinación del RQD	48
4.3.2. Estudio petrográfico	49
4.3.3. Fluorescencia y difracción de rayos X	52
4.3.4. Determinación de la densidad aparente y porosidad abierta	54
4.3.5. Determinación de la densidad real y porosidad total	55
4.3.6. Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial	56
4.3.7. Resistencia a la carga puntual	58
4.3.8. Determinación de la resistencia a tracción indirecta	61
4.3.9. Determinación de la velocidad de propagación del sonido	63
5. CONCLUSIONES	66
6. BIBLIOGRAFÍA	69

APÉNDICE- Siglas y símbolos

ANEXO I- Cajas de los testigos del sondeo

ANEXO II- Características de las probetas

ANEXO III- Caracterización del macizo rocoso

ANEXO IV- Caracterización de laboratorio

RESUMEN

En este Trabajo de fin de Máster se estudian las características geomecánicas de las calizas que afloran en Peña Careses. La Formación Barcaliente, a la que pertenecen estas calizas, tiene una edad del Carbonífero (Serpukhoviense-Bashkiriense), aflora en la Zona Cantábrica y está caracterizada por ser de color gris oscuro a negro, ser fétida y presentar un escaso contenido fósil. Esta unidad geológica es identificable en muchas obras lineales y se utiliza principalmente en el ámbito de la construcción. Por ello, se considera que este informe tiene gran importancia al constituir uno de los primeros trabajos científicos de carácter técnico donde se estudian las características geotécnicas de la caliza de Barcaliente.

Para la realización del mismo, se comenzó por una revisión bibliográfica inicial. A continuación, se levantó una estación geomecánica en las calizas de Peña Careses y se realizaron dos Modelos Digitales de Afloramiento a partir de las fotos tomadas en campo. Los materiales provenientes de un sondeo situado en las proximidades de Peña Careses, que corresponden a la misma litología, fueron analizados en el laboratorio. Durante este proceso se caracterizó el material analizando su composición química, a la vez que se determinaron las propiedades físicas y los parámetros geotécnicos. Finalmente, se compararon algunos parámetros obtenidos en campo y en el laboratorio.

ABSTRACT

This Master's thesis studies the geomechanical characteristics of the limestones that outcrop in Peña Careses. The Barcaliente Formation, to which these limestones belong, is Carboniferous in age (Serpukhovian-Bashkirian), outcrops in the Cantabrian Zone and is characterised by its dark grey to black colour, its fetid nature and its scarce fossil content. This geological unit is identifiable in many linear works and is mainly used in construction. For this reason, this report is considered to be of great importance as it is one of the first scientific works of a technical nature to study the geotechnical characteristics of the Barcaliente limestone.

In order to carry out this work, an initial bibliographical review was required. Then, a geomechanical station was carried out in the limestones of Peña Careses and two Digital Outcrop Models were made from the photos taken in the field. The materials from a borehole located near Peña Careses, which correspond to the same lithology, were analysed in the laboratory. During this process, the material was characterised by analysing its chemical composition, as well as determining its physical properties and geotechnical parameters. Finally, some parameters obtained in the field and in the laboratory were compared.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

Se presenta la memoria de un Trabajo Fin de Máster del Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería geológica impartido en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo. En él se realiza una caracterización geomecánica de las calizas de Peña Careses (Asturias).

La roca que aflora en la Peña Careses es de color gris oscuro a negro, fétida, laminada, de grano fino, sin apenas contenido faunístico y con vetas de calcita. Pertenece a la Formación Barcaliente, la cual ha sido estudiada en profundidad desde distintas especialidades de la geología: estratigrafía, paleontología, mineralogía e hidrogeología. Sin embargo, algunos otros aspectos de interés, como son las características geomecánicas, apenas se han investigado desde el punto de vista científico-técnico.

Este trabajo engloba distintos métodos de estudio e incluye una recopilación bibliográfica de la información disponible de la geología de la zona de Peña Careses y de la Formación Barcaliente. La información bibliográfica se contrastó con los datos obtenidos de las estaciones geomecánicas levantadas en el campo, y los resultados de los ensayos realizados en el laboratorio con testigos de los sondeos. Dichos testigos pertenecen al sondeo 9, efectuado en los alrededores de la zona de estudio dentro de las concesiones pertenecientes a Mina la Camocha S.A. Para ello, se utilizaron diez cajas del sondeo de un material caracterizado como calizas de la Fm. Barcaliente, que fue extraído a una profundidad máxima de aproximadamente 100 m. De esta forma, se ha realizado una comparación de algunos parámetros, por ejemplo, la resistencia a la compresión simple, el grado de fracturación y el módulo de Young medidos tanto en las calizas aflorantes como en las que se sitúan en profundidad.

El conocimiento de características geomecánicas de la Formación Barcaliente puede ser de gran utilidad para distintas obras lineales de ingeniería civil tanto subterráneas como superficiales, así como para la explotación de canteras y minas, donde este material se extrae en grandes cantidades, principalmente para su uso como áridos en la construcción.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La Peña Careses (552 m.s.n.m.) se sitúa en la zona central del Principado de Asturias, entre los concejos de Siero y Sariego. Más concretamente, a unos 21 km al noreste de Oviedo y a 6 km al noreste de Pola de Siero (Fig. 1.1).

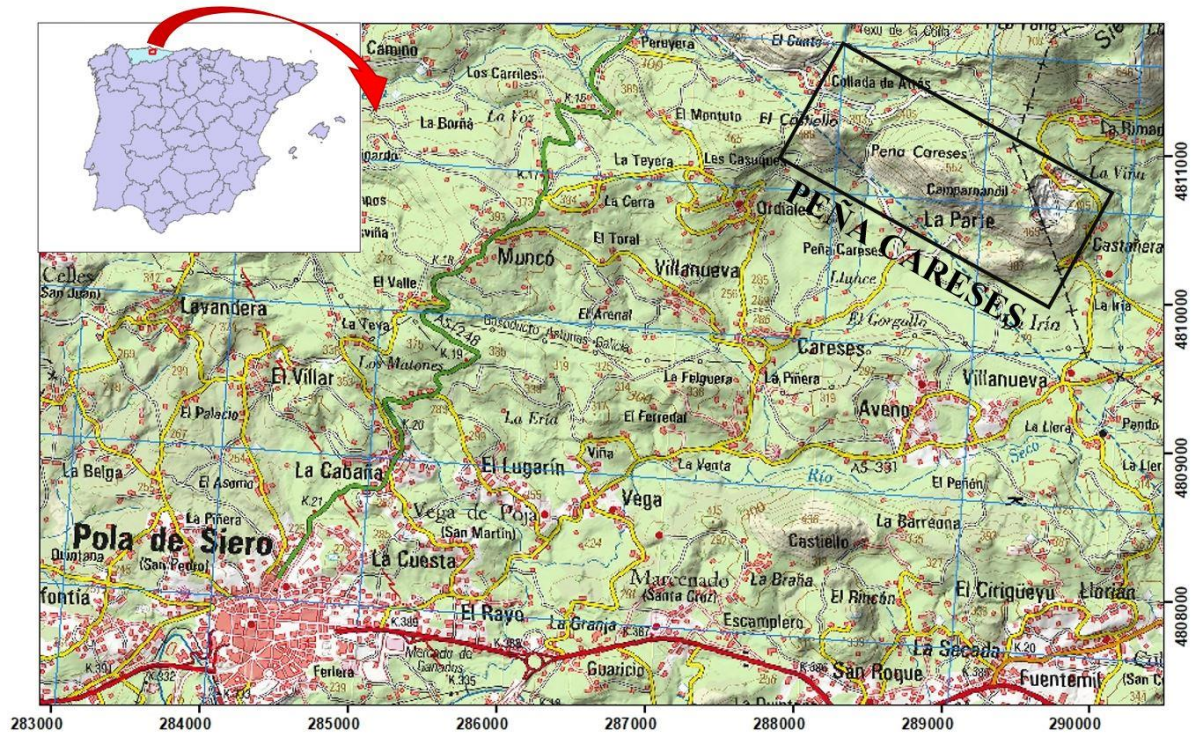


Figura 1.1- Situación de Peña Careses al noreste de Pola de Siero. Mapa obtenido del CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica).

1.3. MARCO GEOLÓGICO

1.3.1. Generalidades

Desde una perspectiva geológica, el área de estudio se localiza en la Zona Cantábrica (ZC en adelante), la cual conforma la zona más externa del orógeno Varisco en el NO de la Península Ibérica situándose en el núcleo del conocido como Arco Astúrico (Alonso et al., 1992).

La serie estratigráfica de la ZC está compuesta por una alternancia de formaciones carbonatadas y siliciclásticas del Paleozoico, que se considera como una de las más completas del Macizo Ibérico. Durante la orogenia varisca, en esta sucesión se produce una deformación a nivel superficial de la corteza, sin metamorfismo ni magmatismo, dando lugar a pliegues y cabalgamientos asociados como estructuras principales (Merino-Tomé et al., 2011). Su estructura actual es el resultado de la superposición de la orogenia varisca y alpina, aunque la gran mayoría de las estructuras que se observan en la actualidad en la ZC tienen un origen de deformación varisca. Esta deformación se produce en condiciones superficiales, con poca deformación interna. Se trata de una tectónica de piel fina (*thin-skinned*) donde el principal

nivel de despegue se sitúa en la base de la Fm. Láncara del Cámbrico Inferior-Medio (Alonso et al, 2019).

La ZC se divide en una serie de unidades mayores según sus características estratigráficas y estructurales, que son, de oeste a este: la Región de Pliegues y Mantos, la Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos o Manto del Ponga, los Picos de Europa y la Región de Pisuerga-Carrión (Julivert, 1967).

Más recientemente, Alonso et al. (2009) propusieron una modificación que incluía las unidades del Aramo y Bodón (Región de Pliegues y Mantos) y las regiones de Ponga, la Cuenca carbonífera Central y los Picos de Europa en una única unidad denominada Bodón-Ponga. Concretamente, la zona de estudio se sitúa al norte de la Cuenca Carbonífera Central (Fig. 1.2). Esta última forma una gran área deprimida en la que se han conservado unos 6.000 m de materiales carboníferos (Gervilla et al., 1973).

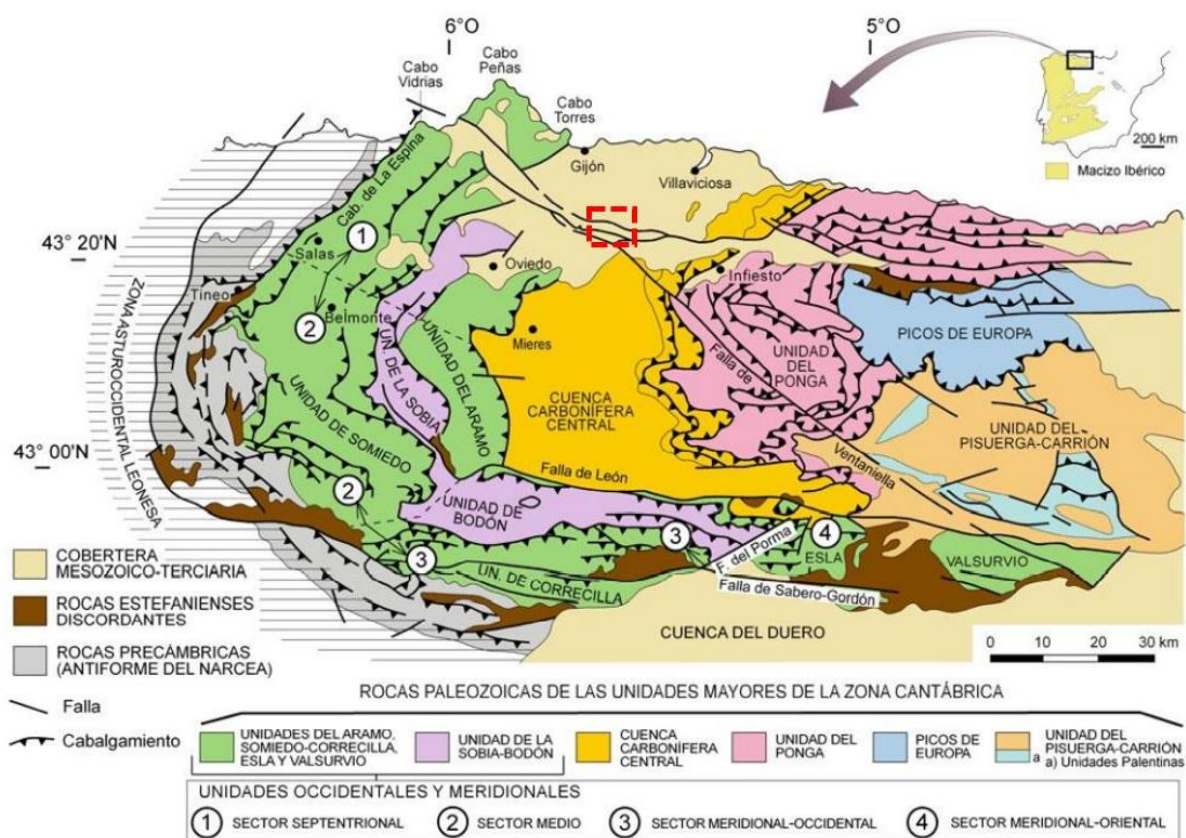


Figura 1.2- Mapa geológico de la Zona Cantábrica y las principales unidades que la conforman. Tomado de Julivert (1971) y modificado por Vera (2004). La zona de estudio se muestra enmarcada con un recuadro rojo.

La historia geológica posvarisca se inició con una fase extensional en la que se produjeron las cuencas continentales permotriásicas (Suárez Rodríguez, 1988; Espina et al., 2004) que se dispusieron en discordancia angular sobre el basamento varisco. A continuación, se desarrolló por subsidencia térmica una cuenca marina del Jurásico Inferior-Medio. En el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, tuvo lugar una segunda fase extensional, debido a la apertura del golfo de Vizcaya, que produjo las principales cuencas mesozoicas. Se estima que la dirección de extensión fue N-S. Durante el Cenozoico se produjo una fase compresiva debido a la colisión de la Placa Ibérica con Europa. La dirección de acortamiento normalmente fue NNO-SSE (Lepvrier y Martínez-García, 1990).

En este proceso se produjo el levantamiento de la Cordillera Cantábrica y la formación de dos cuencas sinorogénicas que son la parte norte de la Cuenca del Duero y la Cuenca de Oviedo, con sedimentos siliciclásticos y carbonatados de naturaleza lacustre (Merino Tomé et al., 2011). La formación de esta última se comentará con más detalle en el próximo apartado.

1.3.2. Estratigrafía

Los materiales que afloran en el ámbito del área de estudio son, de más antiguos a más modernos, los siguientes (Fig. 1.3):

- Fm. Naranco (Devónico Medio). Está compuesta por una serie areniscosa de tonos ocres, generalmente muy ferruginosa, seguida por una sucesión de pizarras amarillas y verdes con intercalaciones de bancos de areniscas, cada vez más frecuentes a techo y con más aspecto cuarcítico (Gervilla et al., 1973). Esta unidad aflora en el extremo oriental de Peña Careses.
- Fm. Ermita (Carbonífero Misisípico). Está formada por areniscas calcáreas y microconglomeráticas con lentejones de calizas bioclásticas.
- Fm. Vegamián (Carbonífero Misisípico). De edad Tournaisiense, está representada por lutitas grises o negras con niveles de liditas y algún nivel de areniscas con nódulos fosfatados (Comte, 1959).
- Fm. Alba (Carbonífero Misisípico). Se conoce tradicionalmente con el nombre de “caliza griotte”. Está constituida por calizas nodulosas rojas, de grano fino y elevado contenido arcilloso (Ginkel, 1965). En su mitad inferior se observa, con frecuencia, una intercalación de radiolaritas rojas. Presenta un espesor de 30 m aproximadamente, de edad Viseense Inferior- Namuriense Inferior (Truyols et al., 1980). Estos materiales contienen fauna pelágica (conodontos, goniatites, radiolarios) y algunos elementos bentónicos (bivalvos, trilobites, crinoideos). La “caliza griotte” está muy bien caracterizada en Peña Careses, donde se localiza en el borde oriental del afloramiento carbonífero y presenta multitud de crinoideos (Gervilla et al., 1973).

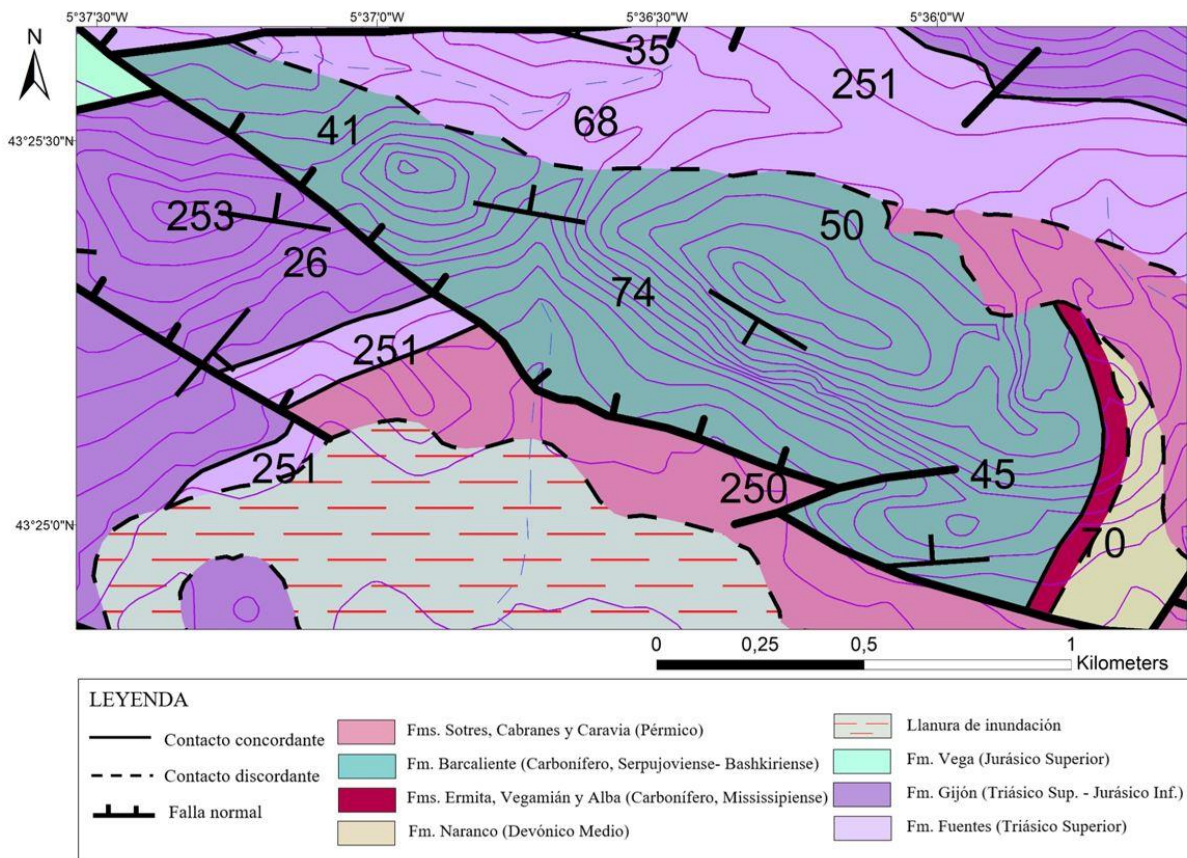


Figura 1.3- Mapa geológico de la zona de estudio. En el centro, donde aflora la caliza de la Fm. Barcaliente, se puede reconocer Peña Careses a través de la topografía marcada por las curvas de nivel. Modificado de Merino Tomé et al. (2011).

- Fm. Barcaliente (Carbonífero). Tiene una edad Serpukhoviense Superior-Bashkiriense Inferior (Sanz López y Blanco Ferrera, 2012) y conforma la estructura de la Peña Careses a excepción del borde oriental. Se dispone concordante y en tránsito gradual sobre la Fm. Alba en la mayoría de las zonas de la Cordillera Cantábrica. Esta unidad consiste en 50 a 450 m de calizas negras o muy oscuras, bien estratificadas, fétidas, con un alto contenido en materia orgánica y, a menudo, provistas de laminaciones.

En los niveles altos, se ha descrito la existencia esporádica de facies evaporíticas (sulfatos). El contenido en fósiles es escaso y se encuentra concentrado en ciertos niveles o estratos con escasas placas de pelmatozoos y holoturias, espículas de esponjas, conodontos, foraminíferos, pequeños braquiópodos, ostrácodos y en algunos niveles abundantes radiolarios (Sanz López et al., 2013). Wagner et al., (1971) interpretaron el ambiente deposicional de la unidad como de baja energía, probablemente con condiciones de fondo estancado y de baja tasa de sedimentación.

- Fm. Valdeteja (Carbonífero Pensilvánico). Dispuesta sobre la unidad anterior con una transición gradual, consiste en una sucesión de calizas de color gris claro, en parte bioclásticas y que normalmente son masivas, aunque se pueden reconocer tramos tableados y algún nivel margoso. Su espesor es muy variable, en algunos puntos puede llegar a alcanzar los 600 m de potencia mientras que en otros puede llegar a desaparecer. La sedimentación de estos materiales se produce en un medio más oxigenado que el de la Fm. Barcaliente. La fauna presente, de edad Bashkiriense, puede ser en ocasiones abundante, reconociéndose braquiópodos, goniatites y fusulinas (Alonso et al., 1991).

Sobre la serie paleozoica, se disponen discordantes los materiales permomesozoicos:

- Formaciones pérmicas. En esta zona comprende las tres unidades siguientes (Martínez García, 1991): a) Fm. Sotres, integrada por conglomerados calcáreos seguidos por una alternancia de areniscas, pizarras negras, tobas y aglomerados volcánicos; b) Fm. Cabranes, constituida por una sucesión de rocas vulcanosedimentarias; c) Fm. Caravia, discordante sobre la anterior y formada por areniscas, margas y lutitas rojas con intercalaciones de conglomerados silíceos (Pieren et al., 1995). En la zona de estudio, estas formaciones afloran alrededor del lateral oriental de la Peña Careses, discordantes sobre los materiales que la componen, y también afloran al sur de Peña Careses o suroeste de la Falla de Careses (Fig. 1.3).
- Fm. Fuentes. Está formada por una sucesión de arcillas y lutitas rojas de aspecto masivo con alguna intercalación fina de limolitas y areniscas, así como yesos cuya proporción aumenta hacia la parte superior. Esta unidad representa mayoritariamente el Rhaetiense (Martínez-García et al., 1998), y aflora en la mayor parte del terreno llano de la parte oriental del Concejo de Sariego. En el área de estudio aflora en el suroeste de Peña Careses y de la Falla de Careses (Fig. 1.3).
- Unidades jurásicas. La Fm. Gijón se dispone sobre la formación Fuentes y data del Triásico Superior y la parte basal del Jurásico Inferior (Vega, 1974; Valenzuela et al., 1986). Está compuesta por una sucesión litoral marina de dolomías, margas y margocalizas grises oscuras con niveles de abundantes gasterópodos y lamelibranquios. En la zona de estudio aflora al oeste de Peña Careses y de la Falla de Careses (Fig 1.3). Suprayacente a esta unidad se sitúa la Formación Rodiles (Jurásico Inferior-Medio) compuesta por una alternancia de calizas y margas, y las formaciones La Ñora y Vega (Jurásico Superior) constituidas por conglomerados silíceos, areniscas y lutitas de carácter fluvial.

1.3.3. Estructura

Termier (1918) fue uno de los primeros autores que describieron la caliza de Peña Careses como “Caliza de Montaña”. En su trabajo, analizó la estructura de Peña Careses como un anticlinal. Esto es debido a que en la parte central y al sur, las capas se inclinan hacia el sur con mucha pendiente (60° como mínimo) y en el borde norte, el contacto con el Pérmico y Triásico es vertical o invertido (con inclinación hacia el sur), situándose las capas permotriásicas a su alrededor, envolviendo y cubriendo las calizas.

Posteriormente, Alonso et al. (2018) realizaron un estudio estructural en las proximidades de la zona de estudio, donde están presentes dos de las fallas principales que involucran a la sucesión permomesozoica asturiana, son las denominadas Fallas de Llanera y Careses; ambas fallas tienen un rumbo E-O.

La Falla de Llanera tiene gran importancia debido a que es la responsable de la formación de la cuenca cenozoica de Oviedo (Alonso et al., 1996), al actuar como falla inversa y producir la elevación del bloque norte. Los sedimentos de la cuenca provienen de la erosión de este bloque superior de la falla (Fig. 1.4). En su parte inferior es normal y en su parte superior se muestra como inversa, como es típico en las fallas normales cuyo desplazamiento normal es mayor que el que se produce en la inversión tectónica. Esta falla actuó como normal durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior prebarremiense y como inversa durante la deformación alpina.

La Falla de Careses es una falla de rumbo E-O, situada al norte de la Falla de Llanera y paralela a la misma. El afloramiento de las calizas carboníferas en la Peña Careses, objeto de estudio del presente trabajo, es el resultado de esta falla inversa, la cual produce el levantamiento del bloque situado al norte dando lugar al mayor escarpe topográfico en el concejo de Sariego. En el sector oriental constituye una falla normal invertida mientras que en el sector occidental puede interpretarse como una fractura inversa de atajo (*short cuts*) de la falla normal. La Falla de Careses podría tener un movimiento más reciente que la Falla de Llanera debido a que da lugar a un escarpe mucho mayor que el de la Falla de Llanera con un desplazamiento inverso menor (Alonso et al., 2018).

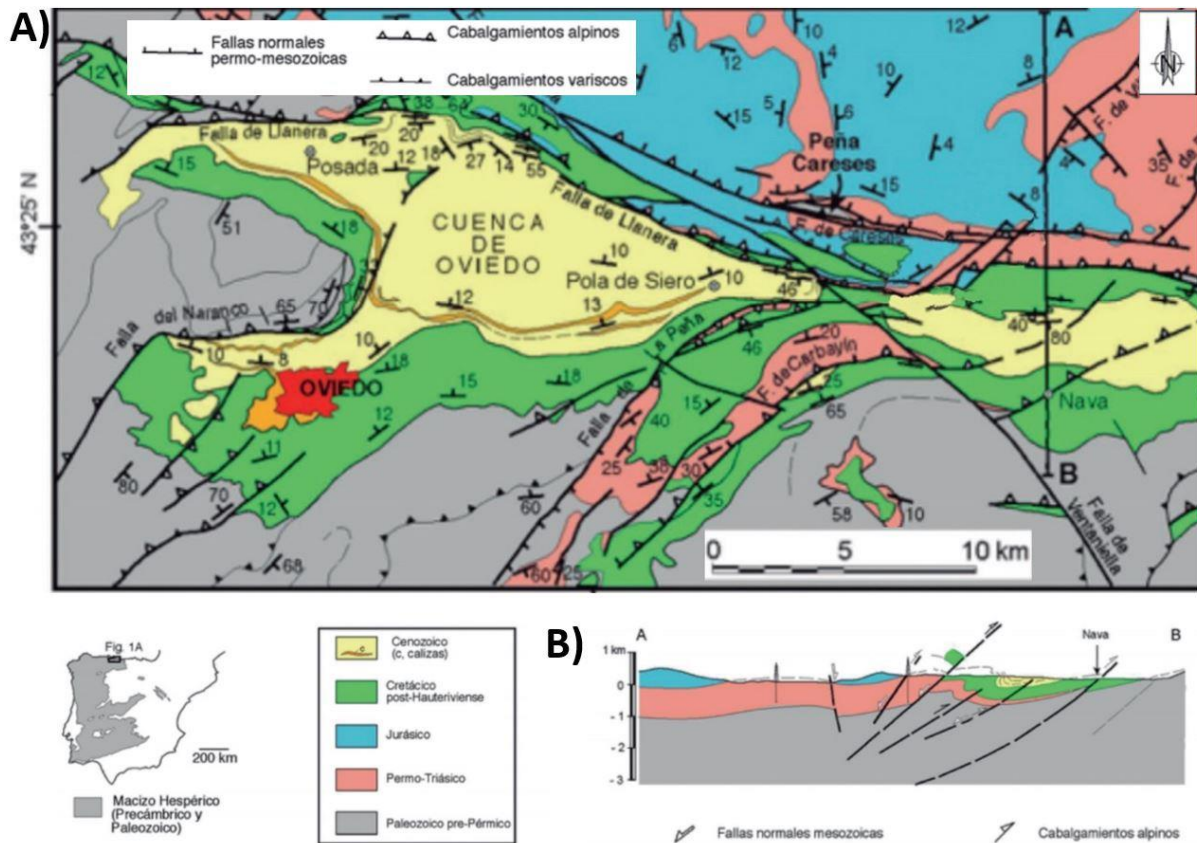


Figura 1.4- A) Mapa geológico de la cuenca mesozoica-terciaria asturiana). B) Corte geológico N-S de la traza marcada en A (Alonso et al., 2018).

En esta zona también se reconocen otras fallas menores de juego normal que están relacionadas con la etapa extensional del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y pueden llevar asociados filones de fluorita (Jullien, 1974; Tejerina Lobo y Vargas Alonso, 1980). Cabe destacar el filón Josefa-Veneros, de orientación NO-SE, que se reconoce hacia la mitad NO de la falla que bordea el flanco sur del anticlinal de Peña Careses (falla que se corresponde con la Falla de Careses) y presenta una anchura media de 3 m, una longitud de 700 m y una profundidad de 140 m. La mineralización esteriliza en profundidad siendo la fluorita reemplazada por calcita (Luque Cabal et al., 2010).

Finalmente, se reconocen otras fallas de rumbo SO-NE, generadas por la reactivación de las estructuras variscas subyacentes durante la orogenia alpina. Estas fallas jugaron en extensión durante el Pérmico y actuaron como fallas de desgarre con ligero movimiento vertical durante la orogenia alpina.

La edad relativa de los sistemas de falla durante el acortamiento alpino se obtiene mediante las relaciones de corte (Fig. 1.5). Las más antiguas son las de rumbo E-O (Llanera y Careses). A continuación se formaron las de traza NE-SO y, finalmente, la más moderna es la Falla de Ventaniella con rumbo NO-SE que corta a los dos sistemas de fallas anteriores (Alonso et al., 2018).

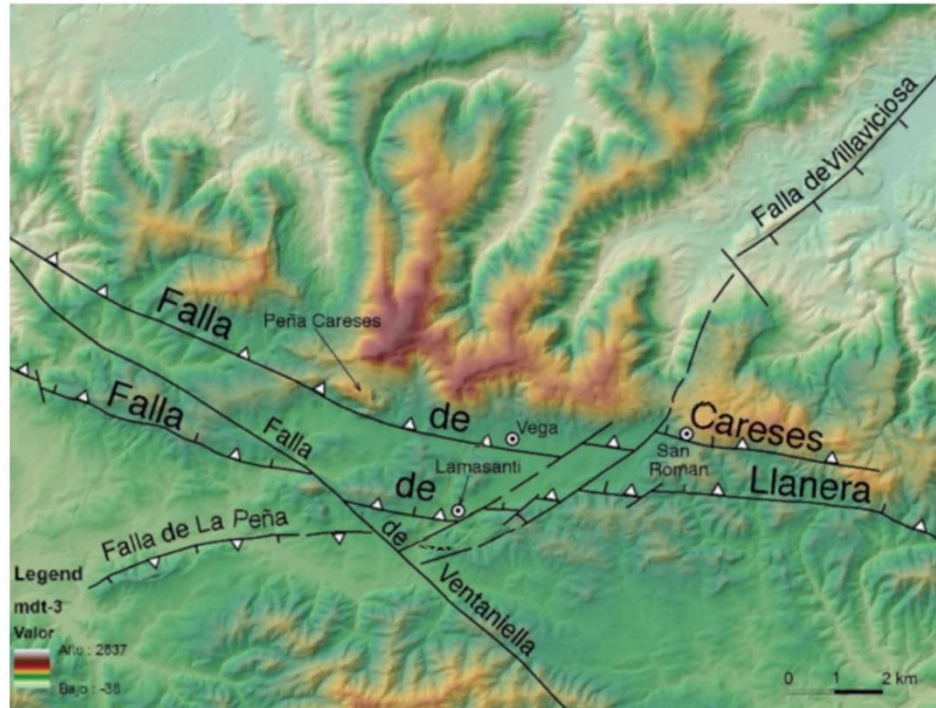


Figura 1.5- Modelo Digital del Terreno en el que se observan las fallas de Careses y Llanera, y como estas fracturas son cortadas por las fallas de La Peña-Villaviciosa y Ventaniella (modificado de Alonso et al., 2018).

1.3.4. Hidrogeología

En esta zona las lluvias son muy frecuentes durante todo el año, alcanzando su máxima intensidad en los meses de octubre y mayo, y la mínima en los meses de verano. La precipitación media anual se sitúa en 1.200 mm. En cuanto a la temperatura, a lo largo del año varía entre 8,5° C (temperatura media del mes más frío) y 18° C (media del mes más cálido), con una temperatura media anual de 13° C (Granero-Castro et al., 2018).

Las unidades paleozoicas que se disponen por debajo de la “Caliza de Montaña”, como la Fm. Naranco o la Fm. de Vegamián, se consideran impermeables a efectos prácticos. La “caliza griotte” también se puede comportar en general como impermeable por su alto contenido en arcillas, aunque de forma local los niveles calcáreos de esta formación pueden presentar permeabilidad por la fisuración y karstificación. La “Caliza de Montaña” constituye en cualquier caso un nivel potencialmente acuífero. Las formaciones Barcaliente y Valdeteja no poseen porosidad intrínseca pero la fracturación y karstificación les confiere valores de permeabilidad y transmisividad muy elevados puntualmente.

Las variaciones verticales y horizontales de la permeabilidad y transmisividad dependen del grado de fracturación y karstificación y del posible relleno y /o recristalización de los conductos kársticos. La recarga del acuífero se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia o por infiltración de los arroyos que la cortan (Meléndez Asensio, 1992a y Meléndez Asensio, 1992b).

1.3.5. Uso industrial

La caliza es una litología que representa la mayor superficie de afloramiento en la Zona Cantábrica y en la cobertera de materiales mesocenoicos asturiana. Sus principales aplicaciones se concentran en el ámbito de la construcción (áridos, escolleras, cementos, etc.) y en el sector industrial (cal, alimentación, refractarios, material de desulfuración en centrales térmicas, etc.).

Las calizas utilizadas tradicionalmente y las que se siguen aprovechando en la actualidad en Asturias representan edades que abarcan desde el Cámbrico Inferior hasta el Cretácico Superior. La mayoría de estas canteras explotan las formaciones carboníferas Barcaliente y Valdeteja. De las canteras que producen áridos para la construcción, más de la mitad de ellas extraen rocas correspondientes a la “Caliza de Montaña”. Esto es debido a la gran extensión de los afloramientos y a su proximidad a los centros principales de consumo en Asturias.

En la zona de estudio, concretamente en el este de Peña Careses, está ubicada la Cantera Castañera (Tabla 1A) donde se explota la caliza de la Fm. Barcaliente. Su extracción se realiza a cielo abierto, a través de un único frente de forma circular. El material arrancado se utiliza para la fabricación de áridos de trituración de distintas granulometrías (López-López, 2012)

Tabla 1A- Datos sobre la Cantera Castañera. Las coordenadas UTM corresponden al datum ETRS 89 y huso 30 T.

Nombre de la explotación	Explotador	Municipio	UTM (X)	UTM (Y)
Cantera Castañera	Cantera Castañera, S.A.	Sariego	289.842	4.810.846
Estado	Sustancia	Uso y aplicaciones de la producción		
Activo	Caliza (Fm. Barcaliente)	Áridos de machaqueo: 0/4, 4/12, 10/20, 10/32, 0/20 y 0/40		

Cabe comentar que en los alrededores de Peña Careses se localizan minas abandonadas vinculadas a mineralizaciones fluoríticas asociadas al relleno de fisuras y zonas brechificadas del Conglomerado de Riera (Fm. Caravia). Este es el caso de la Mina El Carmen (actualmente abandonada), donde se excavó un túnel de 40 m en el noroeste de Peña Careses con el objetivo de investigar la zona. Los minerales extraídos se aprovecharon para la industria química (López-López, 2012).

2. OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo es estudiar la Formación Barcaliente desde una perspectiva geológica-geotécnica, con el fin de determinar algunas propiedades geomecánicas que la definen. Para ello, se llevarán a cabo los siguientes objetivos más específicos:

- Recopilar información sobre la caliza de esta formación con el fin de avalar la conveniencia de una caracterización más completa.
- Levantar una estación geomecánica y valorar la utilidad de los Modelos Virtuales de Afloramiento en la caracterización del macizo rocoso.
- Identificar y caracterizar el material proveniente del sondeo S9 a partir de un estudio petrográfico y del análisis de su composición química.
- Determinar y evaluar las propiedades físicas y el comportamiento mecánico de las calizas de la Formación Barcaliente.
- Comparar los datos obtenidos de la caliza aflorante en campo con aquellos obtenidos en laboratorio de la caliza en profundidad.

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida en la caracterización de las calizas de Peña Careses consta de distintas etapas que se enumeran a continuación (Fig. 3.1), manteniendo un orden estipulado de trabajo: 1) investigación de los antecedentes de la zona de estudio; 2) revisión de los documentos y recopilación de datos geotécnicos; 3) reconocimiento de campo; 4) ensayos de laboratorio; 5) trabajo de gabinete.

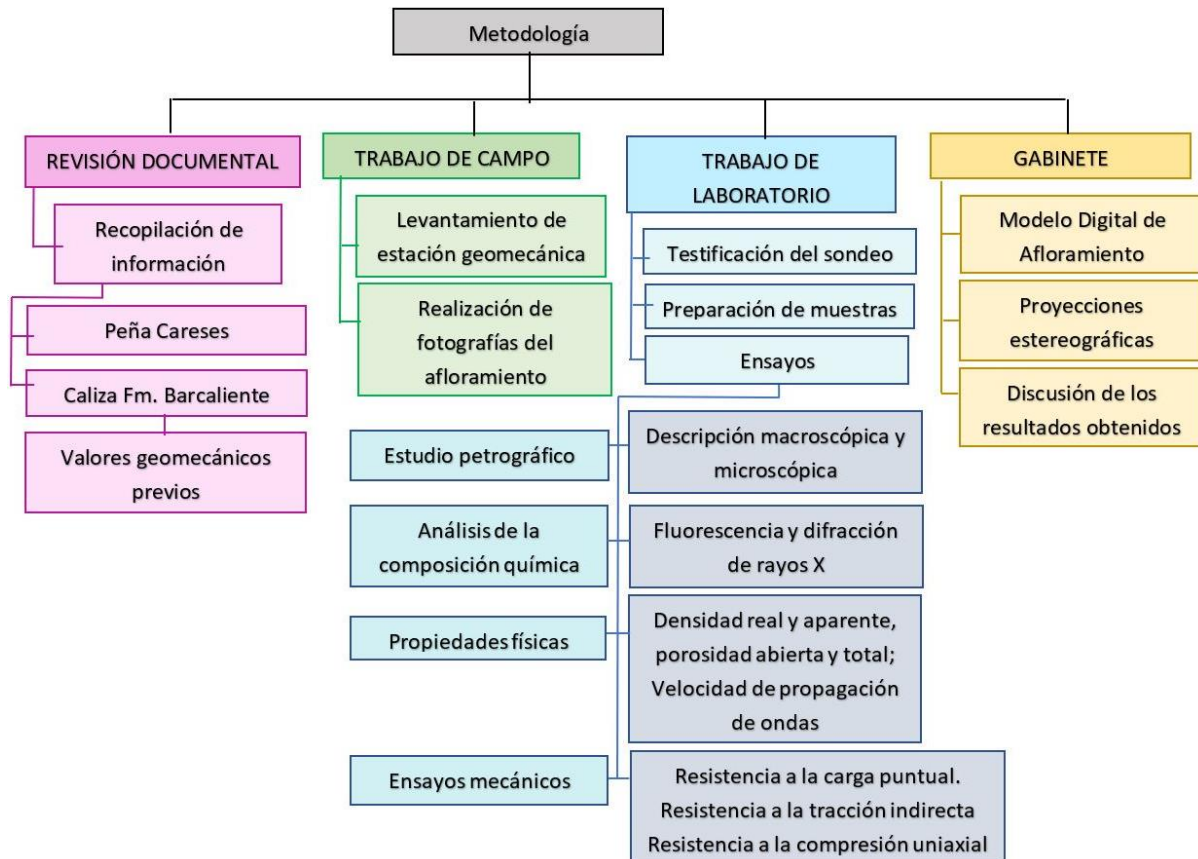


Figura 3.1- Esquema de la metodología seguida en este trabajo.

A continuación, se describen en detalle dichas fases y cómo se han llevado a cabo. Para ello, se presentan cada uno de los métodos y ensayos realizados en el proceso de toma de datos, detallando el tipo de instrumentación empleada, así como el procedimiento y la normativa seguida en cada uno de ellos. Así mismo, se explica cómo se realizó el análisis y el tratamiento de los datos.

3.1. REVISIÓN DOCUMENTAL

Supuso recopilar información sobre la geología de la zona de Careses, y más concreto, se centró la atención en las calizas de la Fm. Barcaliente aflorante en la zona de estudio. Se buscó así mismo, información tanto de las propiedades geológicas que caracterizan a la formación como de los datos geotécnicos. En este caso, se complementó la información obtenida de artículos científicos con informes geotécnicos de edificación y obras de ingeniería civil.

Los informes geotécnicos pueden aportar una información orientativa sobre las propiedades y los comportamientos geotécnicos de la unidad de estudio, lo cual puede ser de gran utilidad para tener una referencia previa y para poder realizar una correlación posterior con los valores obtenidos durante el presente estudio.

Se encontraron distintas fuentes que han servido para obtener valores de referencia. La tesis de Alonso (1986) y los artículos de Alonso et al. (1985 y 1987b) presentan valores de la densidad de la roca seca y de los granos minerales, el sistema poroso (porosidad abierta, cerrada y total) y la resistencia a la tracción (ensayo brasileño) de la “Caliza de Montaña” que aflora en canteras al SO y N de Oviedo.

El valor de la densidad aparente y real de la “Caliza de Montaña” también lo aporta el trabajo realizado para el estudio geotécnico de la autopista del Cantábrico, Tramo Gijón-Avilés del MOP (1971) y el valor de la resistencia a la compresión simple fue aportado por Gutiérrez Claverol y Luque Cabal (1993) en su libro de recursos del subsuelo de Asturias.

Finalmente, en el Trabajo Fin de Grado de Milla Rosales (2017) y el Trabajo Fin de Máster de Abad (2020) se levantaron estaciones geomecánicas, aportando valores de la resistencia a la compresión simple medida en campo y de la clasificación del RMR (*Rock Mass Rating*) y Q de Barton de la “Caliza de Montaña”, y específicamente de la Formación Barcaliente en el segundo caso.

3.2. TRABAJO DE CAMPO

Con el objetivo de realizar una caracterización a nivel de macizo rocoso en La Fm. Barcaliente, se llevó a cabo el levantamiento de una estación geomecánica siguiendo los procedimientos habituales de toma de datos en campo.

Previamente, se obtuvieron las coordenadas del sondeo 9 (UTM X: 286.854 y UTM Y: 4.812.536), a partir del cual se efectuaron los ensayos de laboratorio y se situó ese punto en un mapa con las capas de la cartografía y la geología del IGME mediante el software ArcGIS (v. 10.3.1). De esta forma, se localizó la zona más próxima al sondeo donde afloraba la caliza objeto de estudio, correspondiente a Peña Careses (Fig. 3.2).

Con anterioridad al trabajo de campo, se inspeccionaron mediante Google Earth y Google Street View las localizaciones donde pudiese aflorar la Fm. Barcaliente y presentasen viabilidad para el levantamiento de estaciones geomecánicas.

Una vez “in situ”, se comprobó si los emplazamientos seleccionados podían ser válidos mediante la comprobación de algunas características, como el volumen rocoso aflorante, la accesibilidad a la localización, o la posibilidad de trabajar sin peligro. Se seleccionó la única zona donde había un buen afloramiento (Fig. 3.2), la cual se localiza en el Camín de la Viona, entre La Castañeda y Careses (UTM X: 289.321 y UTM Y: 4.810.186).

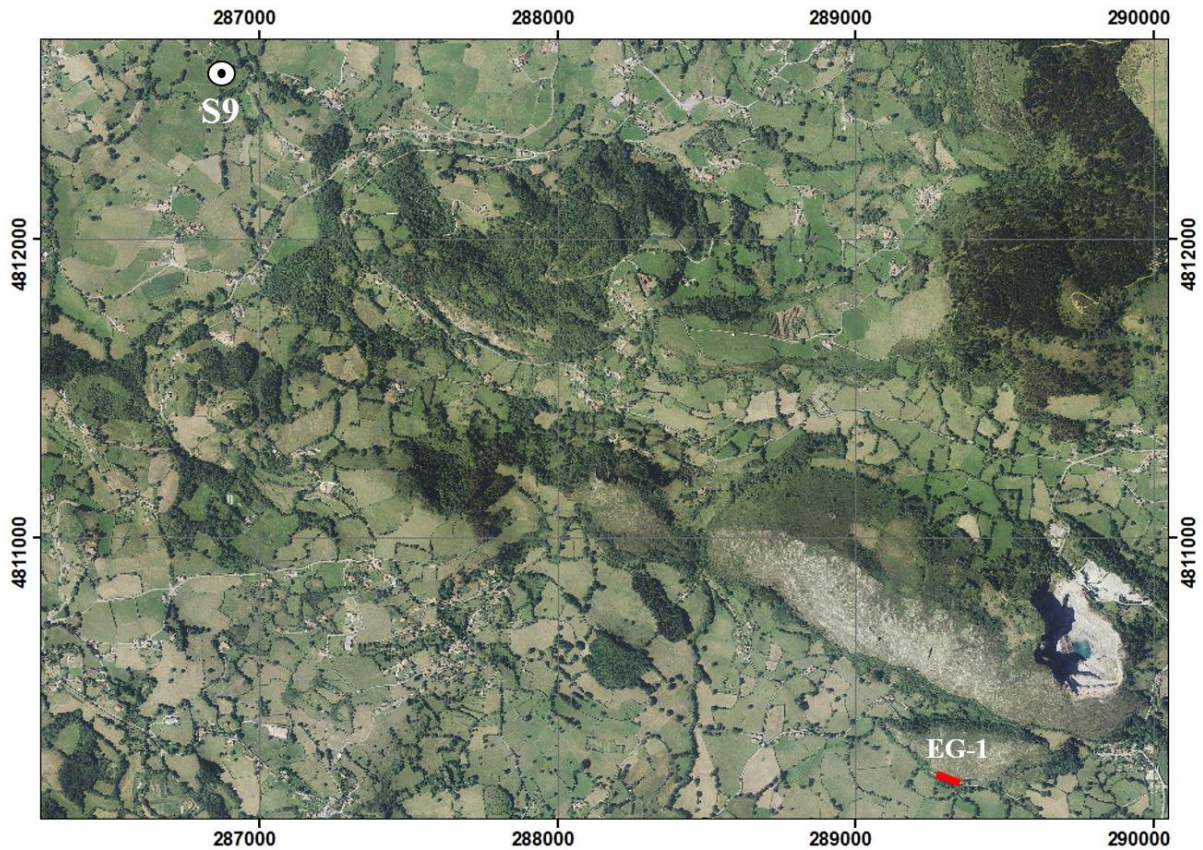


Figura 3.2- Ortofotografía del PNOA (2020-2021) en la que se muestra la zona de estudio con las coordenadas UTM, datum ETRS 89 y huso 30 T. Se representa con un círculo la localización del sondeo S9 y en color rojo la estación geomecánica 1 (EG-1).

3.2.1. Componentes del estudio geomecánico

En la estación geomecánica se realizaron diferentes observaciones y medidas anotadas en un estadillo específicamente diseñado para ello. A continuación, se detalla la información recogida para caracterizar el macizo:

- Datos principales del afloramiento: referencia de la estación, fecha, horario y condiciones meteorológicas.
- Localización: denominación de la zona, coordenadas UTM, datum y huso.
- Frente rocoso: tipología, orientación del talud, pendiente, anchura, altura y signos de inestabilidad.
- Sustrato y recubrimiento: unidad, edad y contexto tectónico del afloramiento. Observaciones adicionales sobre el recubrimiento (naturaleza, espesor y tipo de vegetación).
- Identificación: litología principal y secundaria, fábrica y naturaleza, así como apreciación de color utilizando un término descriptivo general y el código de la tonalidad que se asemeje más según la carta de color de Munsell (Rock-Color Chart Committee, 1991).
- Grado de alteración del macizo: grado de meteorización de la matriz rocosa según la clasificación de la ISRM (1981), tipología de meteorización física y/o química, y descripción de la coloración si presenta.
- Resistencia mecánica: determinación indirecta de la resistencia a compresión simple de la roca matriz. Se aproxima a partir de dos métodos distintos:
 - Cualitativa: este método es menos preciso y consiste en golpear con el martillo la roca, y en función de la respuesta de la misma, determinar aproximadamente la dureza de la roca y de esta forma, obtener un intervalo de resistencia a la compresión uniaxial aproximado.
 - Cuantitativa: el martillo Schmidt permite estimar la resistencia a compresión simple de la roca a partir de la medida del rebote proporcionada por el martillo. Se utilizó un martillo tipo N, de marca Proceq y con una energía de impacto de 0,735 Nm.

Durante este proceso, se siguió la norma ASTM D5873-00. Para ello, se realizaron 20 medidas en la roca sana, asegurándose que entre ellas hubiera como mínimo una distancia de ancho equivalente al diámetro del émbolo. A continuación, se calcularon los valores estadísticos básicos (el promedio, el valor máximo y mínimo, la mediana y la moda) de los índices de rebote.

A partir del valor promedio del rebote, el peso específico de la roca y la posición del martillo, se dedujo el valor de la resistencia a la compresión uniaxial tanto de forma gráfica (Miller, 1965) como de forma numérica a través de la siguiente expresión matemática:

$$\log \sigma_{ci} = 0,00088 \times R \times \gamma + 1,01$$

Donde: σ_c = resistencia a compresión simple de la roca matriz (MPa); R= índice de rebote; γ = peso específico de la roca (kN/m³).

- Descripción de las discontinuidades observadas. Para cada una de ellas se midió:
 - El tipo de plano (estratificación, diaclasa, falla, etc.).
 - La orientación. Las distintas medidas de dirección y buzamiento se tomaron con la aplicación para smartphone Field Move Clino (v.2.5.0) que complementaron a las medidas tomadas con la brújula de marca Proster y modelo TL150.
 - El espaciado, la continuidad y la abertura. Se analizó el tipo de relleno, la meteorización y las filtraciones.

Además, se caracterizó la rugosidad a través de dos métodos. El primer método consiste en utilizar el perfilómetro, el cual permite trazar el perfil de rugosidad y por comparación visual determinar el perfil al que se asemeja más, obteniendo un valor de magnitud entre 0 y 20 correspondiente al JRC (*Joint Roughness Coefficient*). El segundo método, consiste en medir en una longitud determinada la amplitud de las rugosidades, y a partir de un gráfico calcular el coeficiente de rugosidad JRC. Este método se llevó a cabo tanto en campo como a través de los modelos digitales de afloramiento utilizando el software CloudCompare (v. 2.12 beta).

Finalmente, la resistencia de la pared o JCS (*Joint Compressive Strength*) para cada discontinuidad se midió por medio del martillo de Schmidt (siguiendo el mismo procedimiento comentado en el apartado anterior).

- Medida de la fracturación de macizo.
 - Se calculó J_v , que corresponde al número de discontinuidades presente en un volumen de un metro cúbico de macizo rocoso. Este valor se obtuvo de las zonas que se consideraron más representativas del afloramiento y tras ello se definió un valor promedio.
 - *Rock Quality Designation* (RQD): a través de la expresión de Palmström (2005) se obtuvo indirectamente a partir de J_v .
$$RQD = 110 - 2,5 \cdot J_v \quad \text{para } 4 \leq J_v \leq 44$$
- Cuantificación de la calidad del macizo rocoso según las tres clasificaciones siguientes:
 - *Geological Strength Index* o GSI (Marinos y Hoek, 2000).
 - *Rock Mass Rating* o RMR (Bieniawski, 1989).
 - Q (Barton et al., 1974).

3.2.2. Virtualización del afloramiento

El Modelo Digital de Afloramiento (MDA) se construyó utilizando la técnica fotogramétrica *Structure from Motion* (SfM).

En primer lugar, se seleccionaron dos extensiones del afloramiento distintas para llevar a cabo la adquisición: una de 20 m destinada a obtener un modelo general de todo afloramiento, y la segunda de 6 m situada en el lateral oeste del frente rocoso y separada una decena de metros de la primera (Fig. 3.3).

A continuación, para cada caso se situaron dos jalones perfectamente verticales, y se midió con una cinta métrica la distancia entre ellos, y con una brújula la orientación de la línea imaginaria que los une. De esta forma, se obtuvieron las medidas necesarias para escalar y orientar la nube de puntos en gabinete.

El procedimiento continuó con la adquisición de una secuencia de imágenes fotográficas del frente rocoso, con un fuerte solape lateral ($> 60\%$), y a una altura constante de 1,5 m. En ambos modelos, la adquisición fotográfica se llevó a cabo en una sola pasada, realizada a 3 m del afloramiento y paralelas al mismo, a excepción de los extremos donde se realizó una cierta curvatura; para ello, se utilizó la cámara de un dispositivo iPhone 7.

En el primer modelo se adquirieron 65 imágenes mientras que en el segundo se adquirieron 39 imágenes de 4032×3024 píxeles en los dos casos. Las fotografías se tomaron con una distancia focal de 4 mm, apertura de $f/1,8$, velocidad de obturación entre $1/30$ s y $1/125$ s e ISO de 20 a 40. Además, se tomaron con la brújula medidas de orientación de planos a modo de control, y así disponer de datos de referencia del afloramiento para validar el modelo virtual.

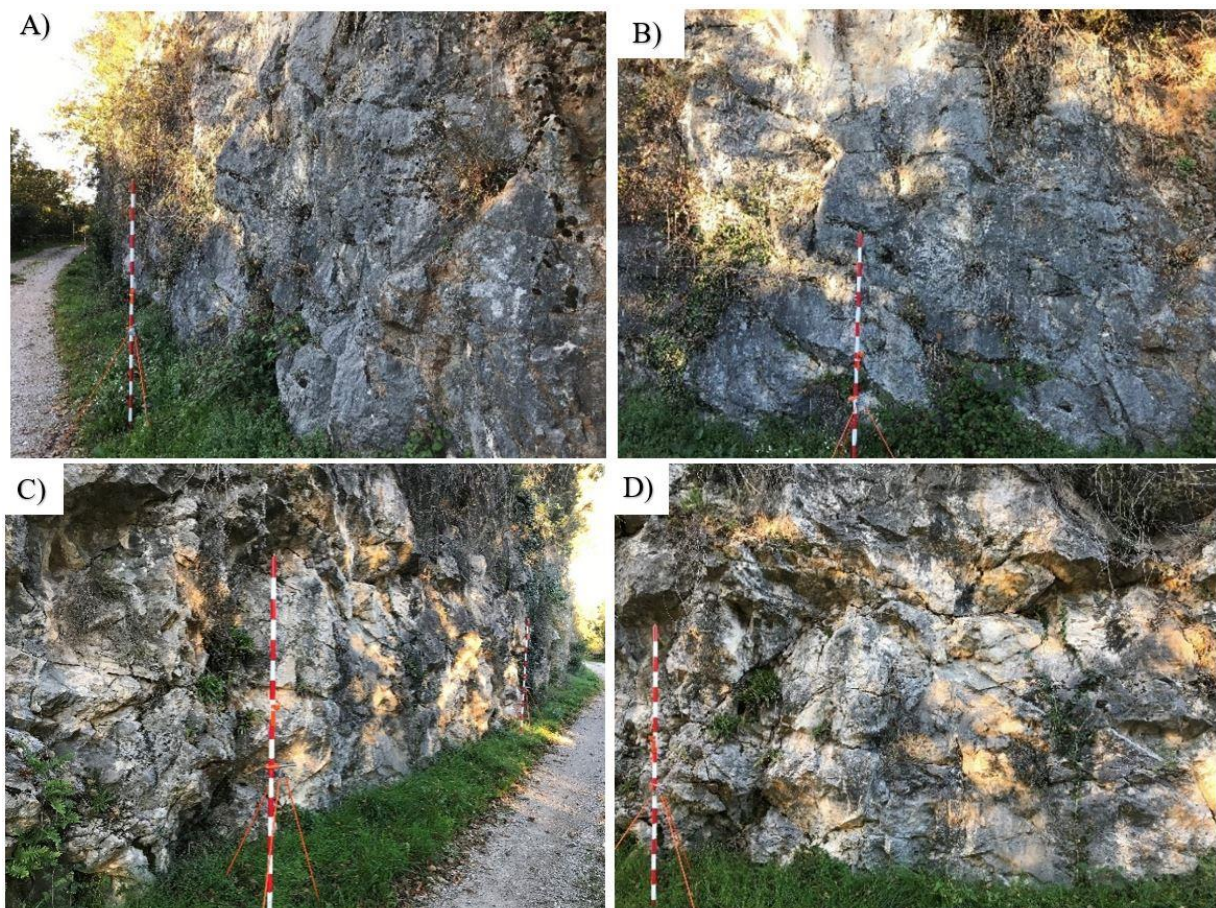


Figura 3.3- Imágenes del afloramiento donde se levantó la estación geomecánica. Las fotografías A y B corresponden a la zona donde se realizó el primer modelo, con una separación entre los jalones de 19 m. Las fotografías C y D corresponden a la zona donde se tomaron las fotos para el segundo modelo, en el que los jalones se dispusieron a una distancia de 6 m. En ambos modelos los jalones median 1,8 m, y el plano imaginario que los unía tenía una orientación E-O.

3.3. TRABAJO DE LABORATORIO

3.3.1. Procedencia de las muestras de roca

El material destinado a las pruebas de identificación y ensayos mecánicos fue proporcionado por el sondeo minero S9. Se dispuso de diez cajas de testigos de dicho sondeo pertenecientes mayoritariamente a la caliza de la Formación Barcaliente, sobre las cuales fue realizada una testificación al uso.

En primer lugar se llevó a cabo un fotocontrol de las cajas previo a la manipulación de los testigos y se anotó la información general de cada caja, esto es: número de la caja, metros contenidos, etc. (Fig. 3.4).



Figura 3.4- Fotografías de las 10 cajas de los testigos del sondeo S9 antes de ser trabajadas.

En el momento en el que se toman las fotografías se efectúa ya una identificación preliminar, llevando a cabo un reconocimiento macroscópico mediante lupa binocular y una descripción petrográfica (tipo de roca, tamaño de grano, color, etc.). En este caso, se consideró conveniente encargar láminas delgadas para estudiar la mineralogía, textura y clasificación a partir de microscopía óptica de polarización.

Seguidamente, se prestó atención a los signos de alteración presentes (p. ej., niveles de arcilla, geodas, colores de oxidación) y el grado de meteorización ISRM (1981). Se analizó también la inclinación de las discontinuidades respecto al eje del testigo utilizando un transportador de ángulos, así como sus características.

Finalmente, se midió el grado de fracturación a partir de la densidad de fracturación lineal. Para ello, se calculó el RQD midiendo con una cinta métrica los trozos de más de diez centímetros respecto a la longitud total de la maniobra.

3.3.2. Preparación de las probetas

Una vez concluida la testificación geotécnica, se concretó el número de ensayos a realizar y las dimensiones de las probetas para cada caso en función de las necesidades. El listado que sigue recoge las pruebas llevadas a cabo:

- Descripción macroscópica y microscópica.
- Análisis de la composición química y mineralógica a partir de ensayos de fluorescencia y difracción de rayos X.
- Determinación de relaciones masa-volumen elementales: densidad real y aparente, y porosidad abierta y total.
- Determinación de propiedades mecánicas: resistencia a la compresión simple, resistencia de carga puntual, resistencia a tracción indirecta.
- Determinación de propiedades elásticas: velocidad de propagación de ondas P y S.

Previamente al corte de los testigos fueron establecidas las dimensiones que debían cumplir las probetas para cada ensayo según la normativa establecida por la Asociación Española de Normalización y Certificación (AENOR), como se concretará en el siguiente apartado (Tabla 3A). De esta forma, se planificó dónde obtener cada una de las muestras para asegurar una cantidad suficiente de material para realizar todos los ensayos pertinentes. Además, se anotó la dirección del techo y muro en las zonas seleccionadas (Anexo I).

Tabla 3A- Denominación de cada ensayo con indicación de la norma aplicada, número de probetas ensayadas y referencia de las probetas para cada ensayo.

Objetivo	Nombre del ensayo	Norma aplicada	N.º probetas	Referencia
Análisis de composición química y mineralógica	Fluorescencia de rayos X	UNE-EN 13925-1: 2006	Muestra molida	BAS9DF
	Difracción rayos X		Muestra molida	BAS9DF
Descripción macroscópica y microscópica	Estudio petrográfico	UNE-EN 12407: 2007	Láminas	BAS9LD
Relaciones masa-volumen elementales	Determinación de la densidad real y aparente y porosidad abierta y total	UNE-EN 1936: 2006	12	BAS9DP
Ensayos mecánicos	Resistencia a la carga puntual	UNE 22950-5: 1996	10	BAS9CP
	Determinación de la resistencia a tracción indirecta o “brasileño”	UNE 22950-2: 1990	15	BAS9TB
	Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial	UNE-EN 1926: 2006	5	BAS9CU
Propiedades elásticas	Determinación de la velocidad de propagación del sonido	UNE-EN 14579: 2005	15	BAS9VS

Para los ensayos de fluorescencia y difracción de rayos X, y para la utilización del picnómetro de helio, fue necesario realizar previamente una molienda a partir de distintos fragmentos de esta roca, localizados a una profundidad de entre 109 y 112 m. Un mazo permitió obtener fragmentos de menor tamaño introducidos en el recipiente de molienda de la máquina HERZOG HSM100. Tras ello, la muestra molida se repartió en tres bolsas referenciadas para cada uno de los ensayos citados (Fig. 3.5).



Figura 3.5- Equipo utilizado para el proceso de molienda. 1) Plancha y mazo para fragmentar la roca. 2) Recipiente de molienda compuesto por discos vibratorios entre los que se depositaron los fragmentos. 3) Máquina de molienda donde se situó el recipiente (2). 4) Resultado del proceso de molienda.

Los testigos de sondeo se cortaron en forma de muestras cilíndricas con la sierra de corte (Fig. 3.6) referenciándose las nuevas probetas. Posteriormente, se pulieron las caras paralelas recién generadas haciendo uso del papel de lija para eliminar las posibles irregularidades y conseguir superficies totalmente planas. Para cada probeta se anotó la altura y la profundidad en el sondeo a que corresponde la muestra.



Figura 3.6- Sierra de corte utilizada para seccionar las probetas.

3.3.3. Estudios

3.3.3.1. Descripción petrográfica

La descripción macro y microscópica se realizó siguiendo la norma UNE-EN 12407:2007. La descripción macroscópica se llevó a cabo observando todas las caras generadas con la sierra de corte de las probetas destinadas al ensayo de velocidad de propagación de ondas. Además, sobre dos de las probetas (BAS9VS3 y BAS9VS12) más representativas fue efectuada una descripción más detallada (Anexo II a) asistida por una lupa binocular de 20 aumentos y la carta de colores para rocas de Munsell.

En cuanto a las láminas delgadas, cada una de las dos mitades fue aplicada la tinción de carbonatos según el método de Linkholm y Finkelman (1972). Este procedimiento permite distinguir la dolomita de la calcita. En cuanto a las clasificaciones petrográficas de las rocas, Folk (1962) y Dunhan (1962) fueron las referencias. Esta descripción precisó de un microscopio petrográfico Nikon Labophot-Pol.

3.3.3.2. *Fluorescencia y difracción de rayos X*

A partir de muestras en polvo, la composición química de las muestras se obtuvo mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X con un equipo PHILIPS PW2404. Por su parte la mineralogía fue estudiada mediante difracción de rayos X con un equipo PHILIPS X'PERT PRO. Las determinaciones fueron llevadas a cabo en las instalaciones de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo.

3.3.3.3. *Determinación de la densidad aparente y porosidad abierta*

Según la norma UNE-EN 1936: 2006 para este ensayo se deben utilizar como mínimo 6 probetas representativas, las cuales deben tener un volumen mínimo de 60 ml y la relación entre el área de la superficie y el volumen debe estar comprendida entre 0,08 y 0,2. Para que se cumplan ambas condiciones, la altura de la probeta debe tener un valor entre 11,01 y 27,53 mm. Por lo tanto, se decidió realizar 12 probetas de aproximadamente 20 mm de altura (Anexo II b).

Primeramente, las muestras se dejaron secar en el horno de 60 °C durante al menos 24 horas tras lo cual se pesaron y se comparó ese peso con el obtenido uno o varios días después para asegurarse de que la muestra había perdido toda la humedad. En caso de que la diferencia entre ambos pesos fuese superior al 0,1 %, la muestra se debe dejar secar más tiempo hasta que los valores se estabilicen. Este valor obtenido utilizando una báscula digital con precisión de miligramos, corresponde al de la masa seca (md).

A continuación, se colocaron las muestras en un recipiente de vacío a $2 + 0,7$ kPa durante $2 + 0,2$ horas para extraer el aire de los poros. Una vez transcurrido este tiempo y manteniendo el vacío, se introdujo lentamente (durante 15 minutos, para que se introduzca el agua en los poros) agua desmineralizada a $20 + 5$ °C hasta sumergir las probetas (Fig. 3.7). Posteriormente, se restableció la presión atmosférica en el recipiente y se dejaron las probetas en agua durante $24 + 2$ h.

Finalmente, se realizó la pesada hidrostática (mh) y tras secar rápidamente con un trapo húmedo fue determinada la masa de la probeta saturada en agua (ms).

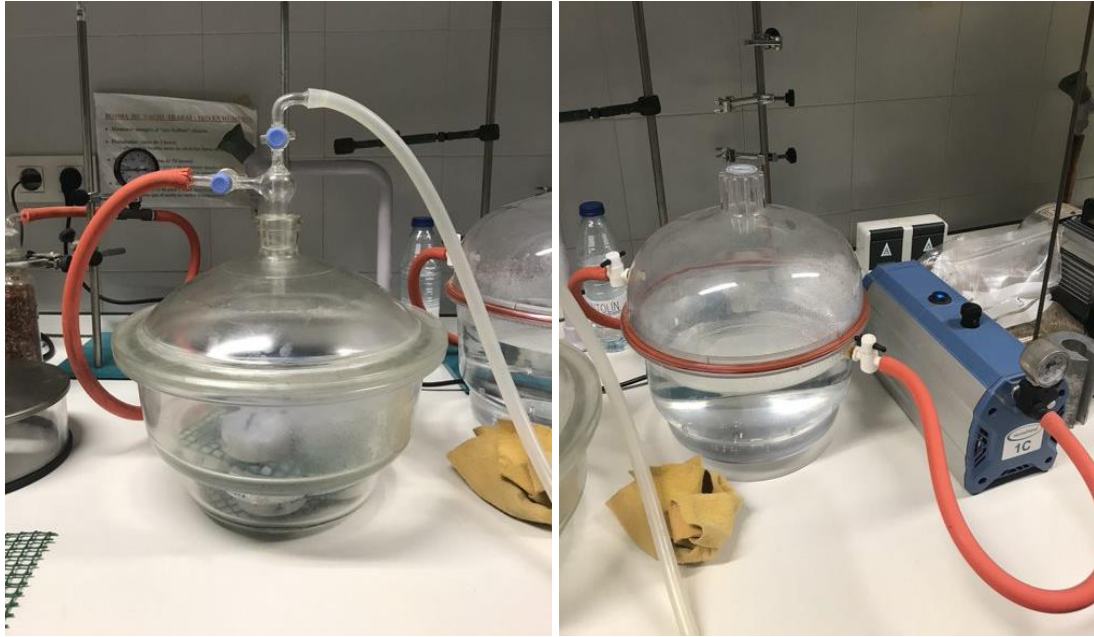


Figura 3.7- Equipo utilizado para el ensayo de determinación de la densidad aparente y porosidad abierta. A la izquierda las probetas en el recipiente de vacío durante la extracción del aire de los poros. A la derecha agua desmineralizada utilizada para sumergir las probetas.

A partir de estos valores y aplicando las fórmulas que se muestran a continuación, se puede obtener el valor del volumen aparente, el volumen de los poros abiertos, la densidad aparente y la porosidad abierta.

(1) Volumen aparente (ml) $V_b = \frac{m_s - m_h}{\rho_{rh}} \cdot 1000$	(2) Volumen poros abiertos (ml) $V_o = \frac{m_s - m_d}{\rho_{rh}} \cdot 1000$
(3) Densidad aparente (kg/m ³) $\rho_b = \frac{m_d}{m_s - m_h} \cdot \rho_{rh}$	(4) Porosidad abierta (%) $p_o = \frac{m_s - m_d}{m_s - m_h} \cdot 1000$

Donde:

m_d = masa de la probeta seca (g)

m_h = masa de la probeta sumergida en agua (g)

m_s = masa de la probeta saturada (g)

ρ_{rh} = densidad del agua (kg/m³)

3.3.3.4. Determinación de la densidad real y porosidad total

El método del picnómetro de helio permite determinar la densidad real o de los granos minerales. Para este ensayo se utilizaron las muestras molidas. El picnómetro es un recipiente de un volumen determinado llenado con un fluido de densidad conocida, en este caso helio.

En primer lugar es necesario pesar la masa de la muestra introducida en el picnómetro de 10 cm³ de volumen con una balanza AND HM-200 de 0,1 mg de precisión. El volumen puede calcularse a partir del volumen de helio desplazado por la muestra. De esta forma, al conocer la masa de la muestra es posible determinar la densidad de los granos minerales con gran exactitud. En este caso fue empleado un picnómetro de gas AccuPyc 1345 de Micromeritics (Fig. 3.8).



Figura 3.8- Equipo utilizado para el ensayo de determinación de la densidad real y total a partir del picnómetro de helio. A la izquierda, se puede ver la balanza y a la derecha el picnómetro de gas.

3.3.3.5. Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial

Este ensayo se ejecutó conforme a la norma UNE-EN 1926:2006 sobre 5 probetas de las que se utilizaron previamente para calcular la velocidad de propagación del sonido, las cuales tienen 125 mm de altura y cumplen la relación de esbeltez exigida de 2:1 (Anexo II c).

Previamente a la rotura fueron colocadas dos bandas extensométricas en cada probeta (en la parte central), una longitudinal y otra transversal, con el fin de medir la deformación producida en la caliza a medida que se aplica una fuerza determinada, de forma continua y perpendicular a ambas superficies. Las bandas utilizadas eran KYOWA de tipo KFG-30-120-C1-11L3M3R y de 30 mm de longitud (Fig. 3.9 A).

La aplicación de la carga corrió a cargo de una prensa de ensayo MTS 815 “Rock Mechanics Test System” (Fig. 3.9 B). Este equipo permite medir cada segundo la deformación longitudinal de la probeta y la fuerza aplicada. A partir de estos parámetros puede calcularse el módulo de Young. Los valores medidos con este equipo y con las bandas, se correlacionan a partir del tiempo, lo que permite calcular el módulo de Poisson y comparar los valores de deformación longitudinal tomados por ambos aparatos.

Finalmente, tras la rotura (Fig. 3.9 C), volvió a medirse la velocidad de propagación del sonido en las cinco probetas, con el fin de comprobar si las nuevas fracturas afectan a la velocidad de propagación de las ondas P y S.



Figura 3.9- A) Probetas preparadas para el ensayo de rotura bajo compresión uniaxial tras haber colocado las bandas extensométrica. B) Prensa y equipo informático utilizados. C) Rotura de la probeta BAS9VS9.

3.3.3.6. Resistencia a la carga puntual

El ensayo fue ejecutado conforme a la norma UNE 22950-5: 1996 sobre 10 probetas preparadas para la modalidad de testigos en carga de tipo axial, que deben tener una longitud entre 18,6 mm y 62 mm (Fig. 3.10 A-B). Una vez medido el diámetro (W) y la altura (D) con un calibre de precisión $\pm 0,03$ mm (Anexo II d), se calculó el diámetro equivalente con la siguiente expresión: $D_e^2 = 4A/\mu$ (donde $A=WD$).

Para el proceso de rotura se utilizó un dispositivo digital Controls 45-D0550/D (Fig. 3.10 C), obteniéndose el índice de resistencia a la carga puntual no corregido (I_s) mediante la expresión: $I_s = P / D_e^2$ (donde P es la carga de rotura en kN).

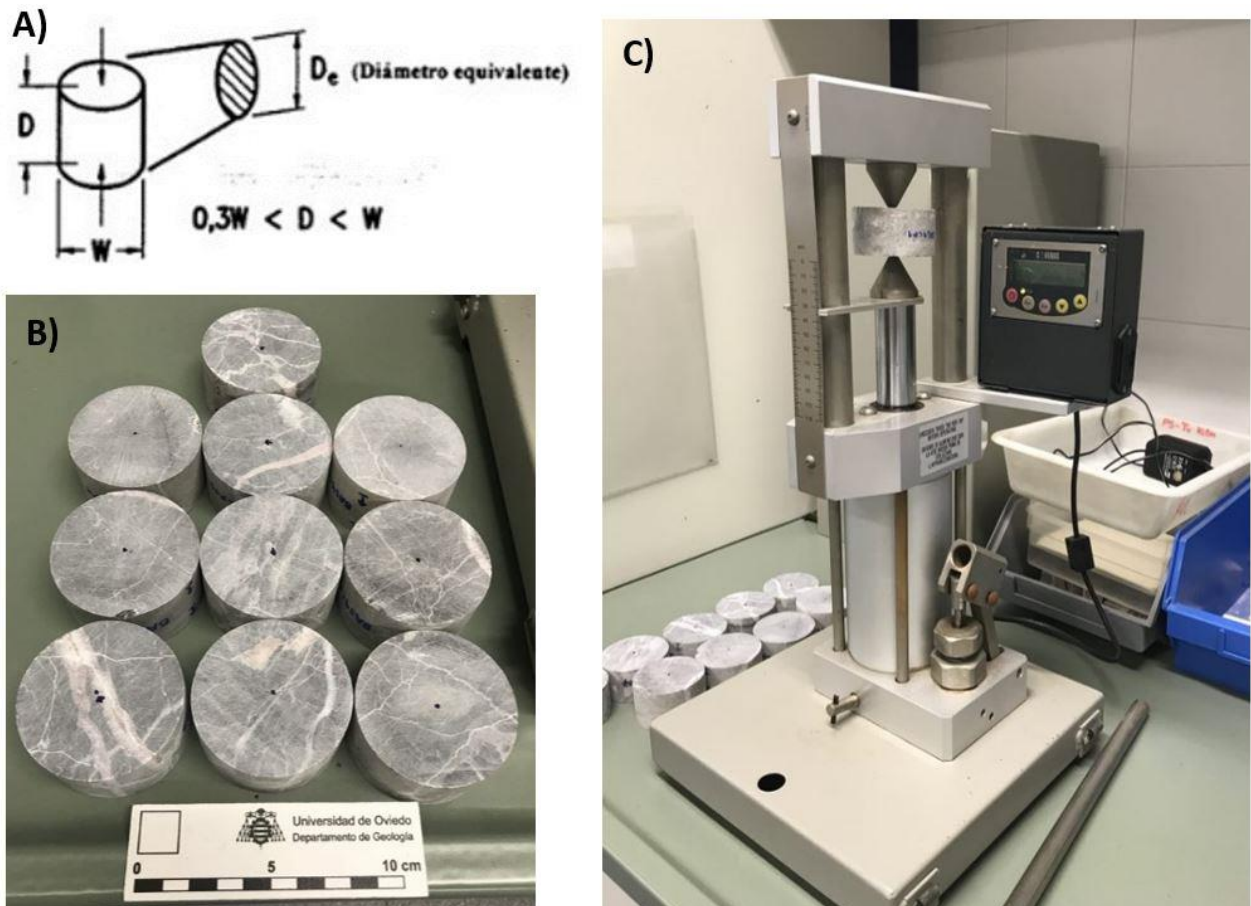


Figura 3.10- A) Esquema de la geometría y dimensiones que debe presentar la probeta para el ensayo de carga puntual en modalidad axial. B) Probetas ensayadas. C) Equipo utilizado para la rotura de las probetas.

Una vez obtenido este valor, se aplica un factor de corrección debido a que este parámetro puede variar en función de la forma y las dimensiones de la muestra. Por lo tanto, se corrige el tamaño de la probeta y se expresa como si tuviese 50 mm aplicando la siguiente ecuación:

$$I_{s(50)} = F \cdot I_s.$$

Para ello, el factor de corrección de tamaño (F) puede obtenerse gráficamente o a través de la expresión: $F = (D_e/50)^{0,45}$. Además, es posible emplear fórmulas para calcular el índice de anisotropía (1) y correlacionar este valor con los del ensayo de compresión uniaxial (2) y el ensayo de tracción indirecta (3):

- (1) $I_{a(50)} = I_{s \text{ máx}} / I_{s \text{ min}}$ (norma UNE)
- (2) $\sigma_c = 24 I_{s(50)}$ (Broch y Franklin, 1972)
- (3) $\sigma_t = I_{s(50)} / 0,8$ (ISRM, 1985)

Tras los ensayos de carga puntual, la unión de los fragmentos generados permite analizar los tipos de rotura producidos.

3.3.3.7. Determinación de la resistencia a tracción indirecta o “brasileño”

El ensayo fue abordado bajo la norma UNE 22-950-90/2: 1990, según la cual deben ensayarse como mínimo 5 probetas de un diámetro igual o superior a 50 mm y un espesor aproximadamente igual al radio de la probeta. En este estudio se utilizaron 15 probetas de 6,2 cm de diámetro y 3,1 cm de espesor (Anexo II e). Antes de realizar el ensayo, un calibre electrónico Mahr de $\pm 0,03$ mm de precisión proporcionó las medidas del espesor y diámetro. Posteriormente, las probetas fueron orientadas según la dirección que podría interpretarse como preferente de las venas (Fig. 3.11 A).

Se abordaron tres tipos de roturas (5 probetas para cada tipo) en función de si estos planos de debilidad están situados paralelos, perpendiculares o con otro ángulo determinado respecto al eje de carga. De esta forma puede observarse la variación de la resistencia a la tracción en función de la orientación de la probeta. Este ensayo se realizó con una prensa multiensayos normalizada Omadisa (Fig. 3.11 B).

La resistencia a la tracción se calcula con la siguiente fórmula: $\sigma_t = 2P/De$; donde P es la carga de la rotura (N), D es el diámetro de la probeta ensayada (mm) y “e” es el espesor de la probeta (mm). La resistencia a la tracción puede correlacionarse con la resistencia a la compresión uniaxial con expresiones como las que se muestran a continuación:

- (1) $\sigma_c = 10 \sigma_t$ (Broch y Franklin, 1972)
- (2) $\sigma_c = \sigma_t + 280$ (kp/cm²), según Miller (1965).

Finalmente, también fueron analizados los patrones de rotura (Fig. 3.11 C), según si se generaron fracturas de activación (paralelas a los planos de debilidad), centrales (situadas en la parte central y paralelas a la dirección de carga) o no centrales.

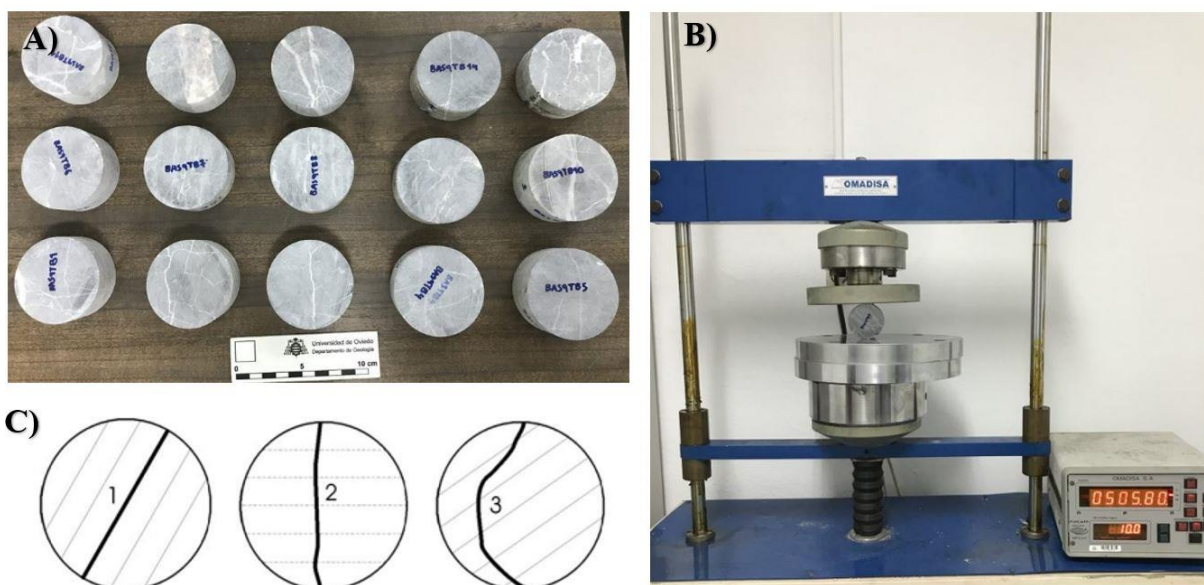


Figura 3.11-A) Probetas ensayadas, orientadas situándose las venas en la vertical. B) Equipo utilizado para la rotura de las probetas en el ensayo de resistencia a tracción indirecta. C) Representación esquemática de diferentes tipos de fracturas por activación (1), fractura central (2) y fractura no central (3) según el esquema de Travallali y Vervoort (2010).

3.3.3.8. Determinación de la velocidad de propagación del sonido

Este método consiste en medir el tiempo que emplea un impulso eléctrico en recorrer la distancia comprendida entre dos transductores acoplados al material ensayado.

Según la norma UNE-EN 14579: 2005, debe disponerse como mínimo de 6 probetas de un lote homogéneo. En total fueron 15 probetas de aproximadamente 12 cm de altura las ensayadas. Además, se cortaron dos probetas más, de 10 y 15 cm (Anexo II f) para asegurarse de que la variación de la longitud no influía en el valor de la velocidad. Este caso ocurre, por ejemplo, en los componentes de alta frecuencia, que presentan una mayor atenuación a medida que aumenta la longitud.

Previamente a las mediciones, las probetas se dejaron en un horno a 60 °C durante al menos 24 horas para garantizar condiciones de total sequedad.

Las medidas fueron tomadas con el equipo de ultrasonidos Proceq Pundit PL-2 (v. 200). La longitud de recorrido se midió con un calibre de una precisión de $\pm 0,03$ mm. Se utilizaron tres tipos de transductores, dos pares para determinar las ondas P de 54 kHz y 500 kHz, y un tercer par de 500 kHz para determinar el tiempo de llegada de las ondas S. Al tratarse de un ensayo por transmisión directa los transductores deben colocarse en caras opuestas.

Se efectuaron dos tipos de medidas, una situando cada transductor en la cara superior e inferior de la probeta y la otra situando los transductores paralelos, a cada lado de la probeta separados por ello por el diámetro de la misma (Fig. 3.12). Durante la toma de estas medidas, se fue observando si el movimiento conjunto de ambos transductores, y por tanto de la variación de la dirección de las ondas, puede producir modificaciones en el valor de la velocidad. El objetivo era observar si se trata de un material anisótropo y si todas las muestras presentan algún tipo de laminación no visible a simple vista.

Para asegurarse de que los transductores estaban bien acoplados a la piedra fueron dispuestos dos acopladores de ultrasonidos diferentes: para las ondas P se utilizó un acoplador de Proceq y para las ondas S se utilizó un producto mucho más viscoso de Olympus (SWC-2).

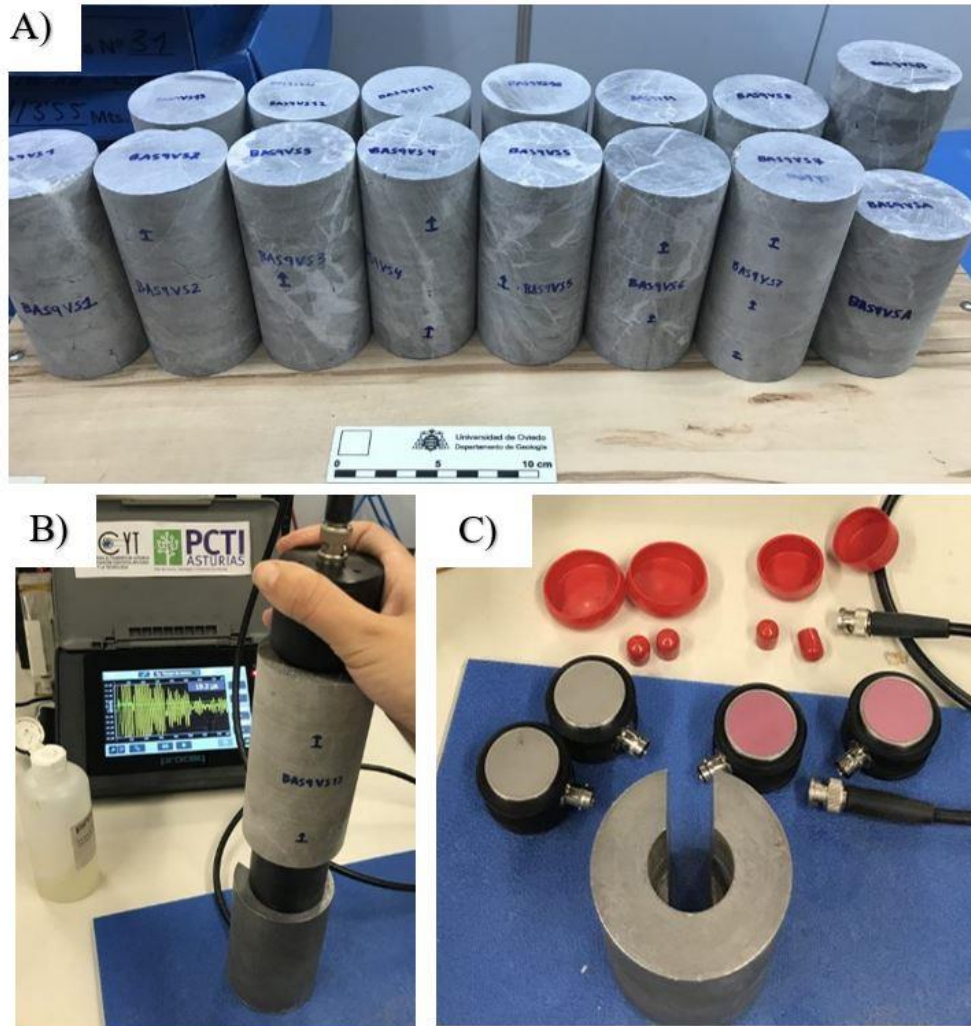


Figura 3.12- A- Probetas utilizadas para el ensayo de velocidad de propagación del sonido. B) Medida realizada con los transductores de 54 kHz, situados en la cara inferior y superior de la probeta. C) Transductores de 500 kHz utilizados, a la izquierda los de las ondas P y a la derecha los de ondas S.

El procedimiento seguido en el caso de las ondas P consistió en anotar el tiempo de llegada de la primera onda y la distancia de los transductores, para así calcular la velocidad. En el caso de las ondas S fue necesario estudiar detalladamente los gráficos de las ondas generadas y a partir de ellos reconocer la llegada de las ondas P y posteriormente la de las ondas S. De esta manera fueron determinados los tiempos de cada una de las ondas y se calculó la velocidad como fue explicado anteriormente.

Finalmente, se calculó la relación V_p/V_s y los módulos elásticos dinámicos con las siguientes fórmulas (Álvarez-Manilla et al., 2003) y teniendo en cuenta un valor de la densidad de $2,69 \text{ g/cm}^3$:

- Coeficiente de Poisson (ν): $\nu = [(V_p/V_s)^2 - 2] / 2[(V_p/V_s)^2 - 1]$
- Módulo de Young (E) : $E = 2G(1 + \nu)$
- Módulo de rigidez o de cizalla (G): $G = \rho \cdot V_s^2$
- Módulo de Bulk o de compresibilidad (K): $K = E / 3(1 - 2\nu)$

3.4. TRABAJO DE GABINETE

Primeramente se generaron los MDA (Modelo Digital de Afloramiento), con los cuales se podrían cotejar las medidas tomadas en campo y realizar medidas adicionales inviables “in situ” por inalcanzables o inaccesibles a causa de la existencia de una cubierta vegetal. Para construir las nubes de puntos 3D se utilizó el programa VisualSfM (v. 0.5.26), a partir del cual fueron obtenidos el modelo 1 de 24.429.341 puntos y el modelo 2 de 12.146.184 puntos.

El software CloudCompare (v. 2.12 beta) fue usado para editar las nubes de puntos (Fig. 3.13). Este proceso consistió en eliminar anomalías y vegetación, así como orientar y escalar los modelos utilizando como referencia los jalones. A continuación, se comprobó la adecuación de las medidas de control tomadas en campo para validar el MDA.

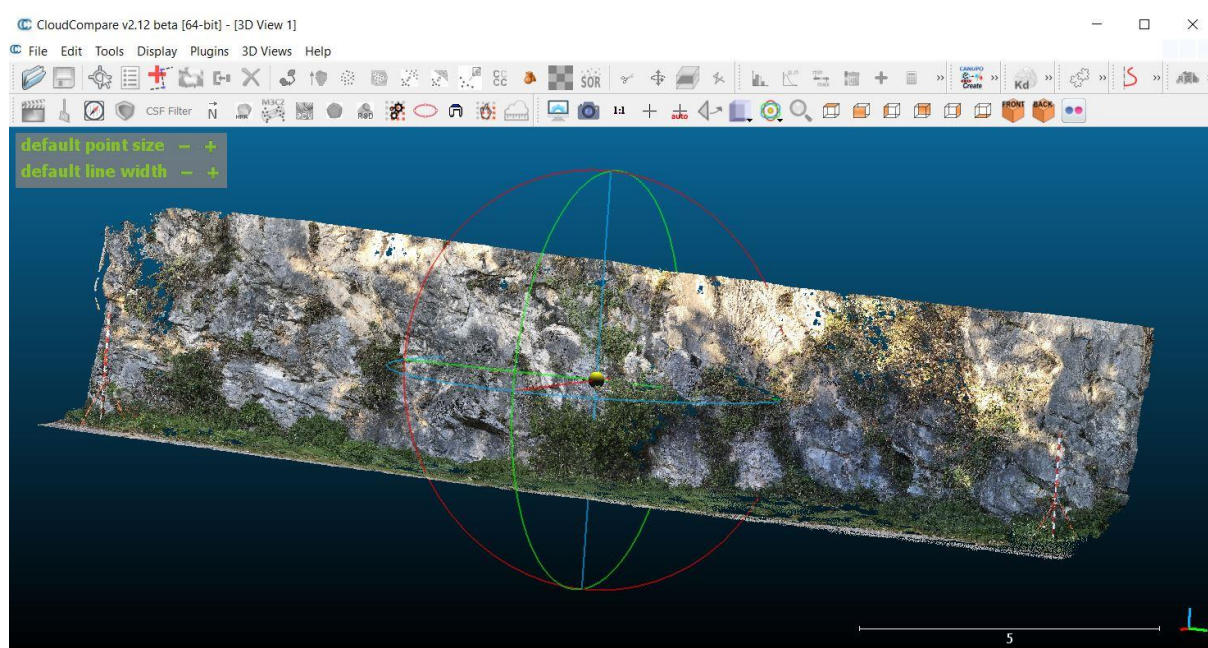


Figura 3.13- Edición de la nube de puntos del MDA 1 a partir del Software CloudCompare (v. 2.12).

Posteriormente, mediante el programa Rocscience Dips (v. 7.016) se prepararon las proyecciones estereográficas de los planos de discontinuidades identificadas en el afloramiento, a partir de las medidas tomadas en el campo y de aquellas obtenidas de los modelos virtuales. La interpretación de las familias de discontinuidades presentes se ha basado, como es práctica habitual, en la concentración de medidas con similares condiciones de orientación y buzamiento.

Finalmente han sido integrados y analizados en conjunto los antecedentes bibliográficos, los datos de campo y los resultados del trabajo de laboratorio. Para lograr una parametrización geomecánica lo más completa posible del macizo rocoso investigado, se recurrió tanto a múltiples correlaciones de diversos autores, que permitieron calcular el módulo de deformación del macizo, como al software RocData (v.3.013) de Rocscience, el cual gestiona los datos a escala de macizo a través del criterio de rotura de Hoek y Brown (Hoek et al., 2002).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este apartado se exponen organizadamente los datos obtenidos durante la realización del presente estudio.

La primera parte, consta de una recopilación de los datos que conforman los estudios previos sobre las propiedades geológicas y los parámetros geotécnicos de la caliza de la Fm. Barcaliente. En los apartados siguientes se analizan los resultados del trabajo de campo y de los ensayos realizados en el laboratorio. Finalmente, se lleva a cabo la comparación de algunos parámetros determinados.

4.1. RECOPIACIÓN DE DATOS

A continuación, se presentan los valores de las propiedades físicas, la mineralogía y los ensayos geomecánicos de la “caliza de Montaña” adquiridos a partir de la bibliografía (Tabla 4A) con el fin de facilitar la comparación con los resultados del estudio y la obtención de conclusiones.

Tabla 4A-Parámetros de la “caliza de Montaña” obtenidos de la bibliografía consultada.

Mineralogía y características petrográficas (B)	Calcita (%)	99,3	94,4	
	Dolomita (%)	0	5	
	Residuo Insoluble (%)	0,7	0,6	
	Tamaño cristalino (μm)	40	40	
Relaciones masa-volumen elementales	Densidad aparente (kg/m^3)	2697 ^(A)	2695 ^(A)	2678 ^(D)
	Densidad real (kg/m^3)	2708 ^(A)	2717 ^(A)	2692 ^(D)
	Porosidad abierta (%)	0,25 ^(C)	0,52 ^(C)	0,27 ^(E)
	Porosidad total ^(C) (%)	0,40	0,81	
Propiedades elásticas	Velocidad de propagación de las ondas ^(B)	V_p (m/s)	5510	5450
		V_s (m/s)	2990	2620
		V_p/V_s	1,84	2,08
	Módulo dinámico ^(A)	ν	0,31	0,34
		E (GPa)	56	50
		G (GPa)	21	19
Ensayos mecánicos	Resistencia a la compresión simple (MPa)	100 ^(E)	85 ^(F)	
	Resistencia a la tracción indirecta o “Brasileño” ^(A) (MPa)	11,3	13	

Referencias: (A)- Alonso (1986); (B)-Alonso et al. (1985); (C)-Alonso et al.(1987b); (D)- MOP (1971); (E)- Gutiérrez Claverol y Luque-Cabal (1993); (F)- Milla-Rosales (2017)

4.2. CARACTERIZACIÓN DEL MACIZO ROCOSO

En este apartado, se muestran todos los datos obtenidos en campo a partir del levantamiento de la estación geomecánica, así como aquellos adquiridos posteriormente a través del MDA.

4.2.1. Matriz rocosa

El estudio de la matriz rocosa confiere información sobre el grado de alteración y las propiedades geotécnicas que presenta la litología. La matriz rocosa estaba compuesta por una única litología principal que consistía en una caliza masiva de color gris.

4.2.1.1. Alteración

La alteración de la roca se manifestó en la decoloración de la misma, al mostrar cambios en el color original. Esta caliza masiva exhibió un color gris claro en superficie que según la tabla de colores de Munsell correspondía al Dark Grey N3, mientras que en corte fresco presentaba un color gris oscuro, categorizado como CHROMA I HUE 5 YR 4/1 (Brownish gray).

En cuanto al grado de meteorización, según la clasificación de la ISRM (1981) correspondió al grado II (ligeramente meteorizado). Además, cabe comentar que se reconoció tanto meteorización física, producida principalmente por las plantas, como meteorización química debida a la disolución.

4.2.1.2. Resistencia mecánica

Para medir la resistencia mecánica de la roca se utilizaron dos métodos distintos. El primer método, mediante distintos golpes de martillo, mostró que la roca se fracturaba con más de un golpe, por lo que se identificó como una roca dura que soportaba una resistencia de entre 50-100 MPa.

El segundo método, llevado a cabo con el martillo de Schmidt (esclerómetro) y la ecuación numérica o el gráfico de Miller (1965), permitió cuantificar la resistencia de la roca en corte fresco (Tabla 4B). Se calculó un valor promedio de rebote de 40, lo que correspondía a una resistencia de 90 MPa, aproximadamente.

Tabla 4B-Valores de rebote obtenidos con el martillo de Schmidt. A la derecha se muestran los parámetros estadísticos del rebote y de la resistencia a la compresión simple calculado a partir de la ecuación de Miller (1965).

Rebotes		
44	34	30
32	36	53
43	40	48
32	46	34
36	38	50
52	32	45
42	40	

	Rebotes	σ_{ci} (MPa)
Máximo	53	176,2
Mínimo	30	51,2
Promedio	40,35	89,3
Mediana	40	87,7
Moda	32	57

4.2.2. Análisis de discontinuidades

En este apartado se describen las distintas familias de discontinuidades encontradas a lo largo de todo el afloramiento y sus características principales.

4.2.2.1. Disposición

En la estación geomecánica se tomaron aproximadamente cincuenta medidas de dirección y buzamiento de discontinuidades en campo, distinguiendo hasta tres familias de discontinuidades (Fig. 4.1). La familia 1 podría corresponder a los planos de estratificación.

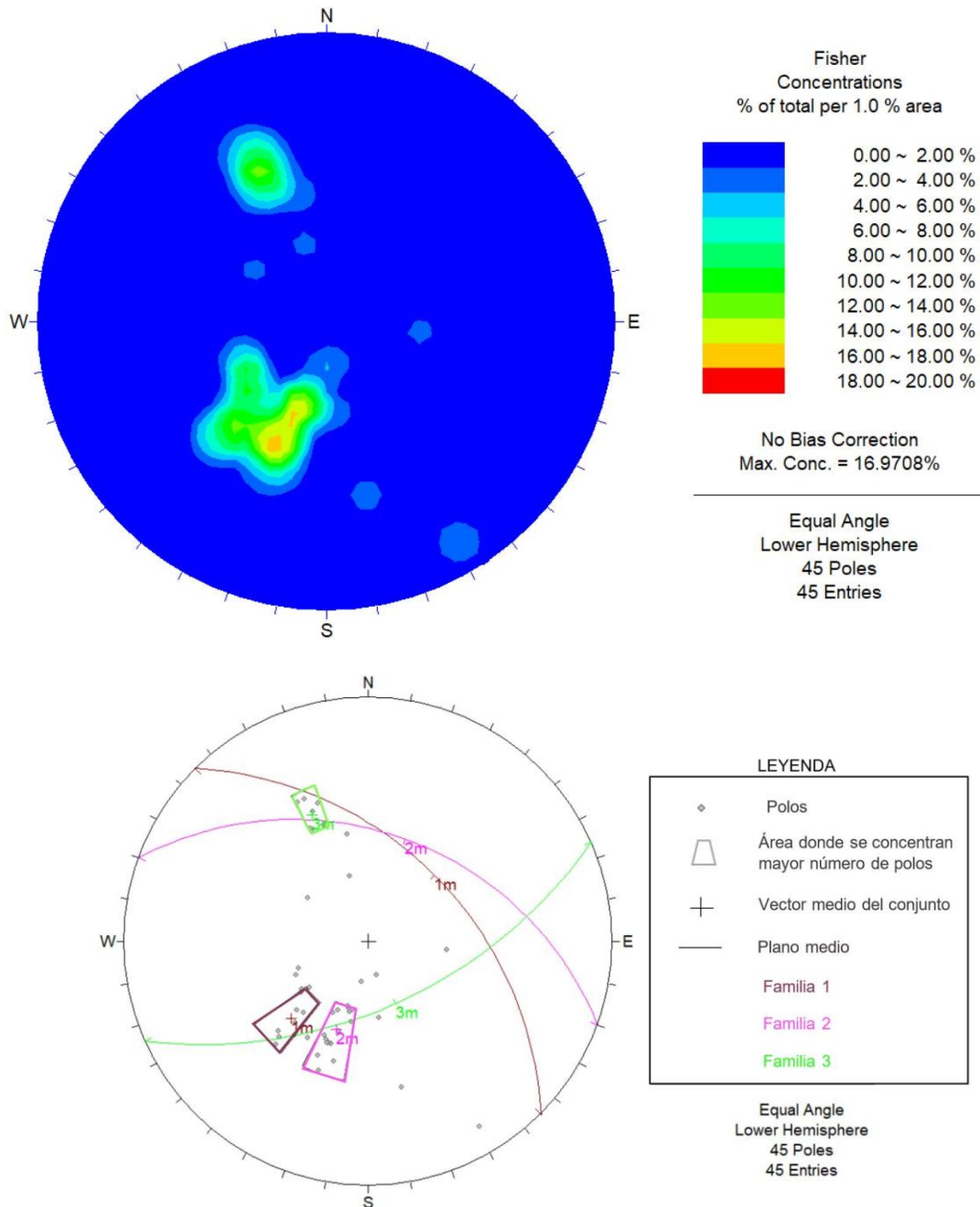


Figura 4.1- Proyecciones estereográficas de las medidas tomadas en campo. En la proyección estereográfica superior se representa la concentración de los polos. En la proyección estereográfica inferior se representan los polos y se delimitan las tres familias de discontinuidades con el vector medio y plano medio de cada una de ellas.

Analizando los resultados de las proyecciones estratigráficas, se obtuvo que la familia 1 o estratificación (Tabla 4C) presenta una dirección y buzamiento medio de 044/48. La familia 2 o J1 tiene un plano medio con una orientación 018/43 y resulta ser la familia que muestra una mayor dispersión en las medidas de rumbo y buzamiento. Finalmente, el plano medio de la familia 3 o J2 presenta una orientación 155/59, y es la que muestra una menor dispersión en los datos de dirección y buzamiento.

Tabla 4C- Análisis de cada familia de discontinuidades según los datos de campo.

Discontinuidades	Dirección de buzamiento	Buzamiento	Plano medio
Familia 1- S₀	38-53	37-60	044/48
Familia 2- J1	8-27	32-60	018/43
Familia 3- J2	152-160	54-65	155/59

Estas medidas se complementaron con aquellas tomadas a partir de dos MDA realizados. Así, el macizo rocoso del primer modelo de 20 m de longitud y 4 m de altura, estaba formado por 22.330.362 puntos mientras que el del segundo modelo, de 8 m de longitud y 3 m de altura, estaba compuesto por 9.596.763 puntos. Teniendo en cuenta la superficie del afloramiento y el número de puntos, ambos afloramientos presentaron una densidad similar aunque la del modelo 2 era ligeramente mayor de aproximadamente 40 puntos/cm² frente a los 28 puntos/cm² del modelo 1; a partir de los MDA, se reconocieron hasta tres familias de discontinuidades (Fig. 4.2). Mediante las proyecciones estereográficas (Fig. 4.3) se pudo ver que ninguna de ellas presentaba una concentración mucho mayor de medidas, así como tampoco se observó ninguna otra familia ocasional.

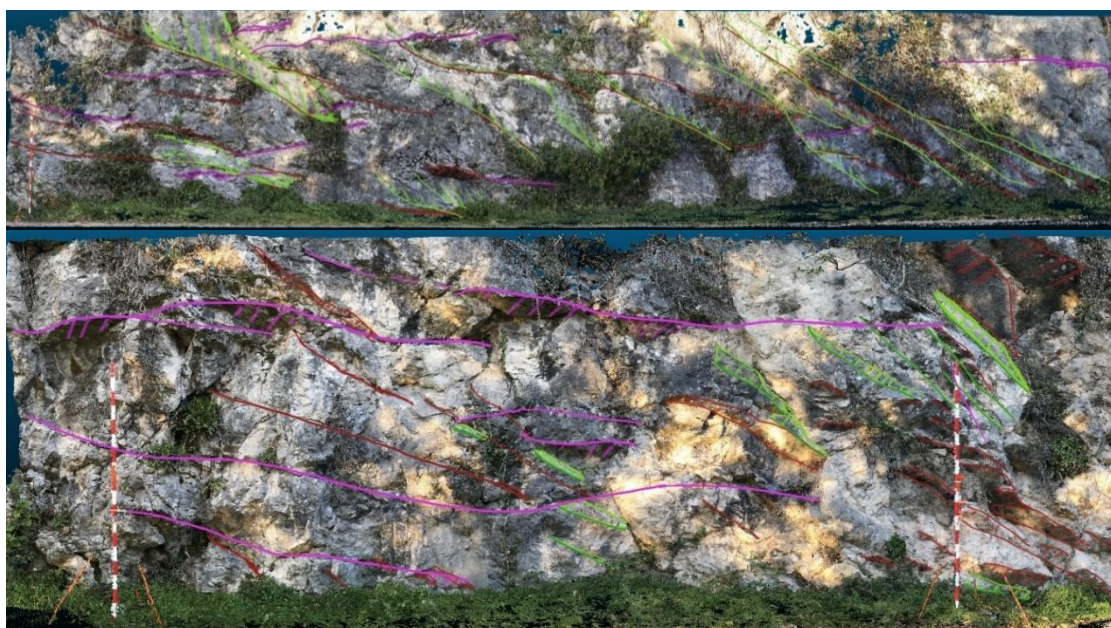


Figura 4.2- Modelos digitales de afloramiento a partir de los cuales se tomaron las medidas de dirección y buzamiento de las discontinuidades. El primer modelo corresponde al MDA 1 y el segundo al MDA 2. Se distinguen las tres familias de discontinuidades resaltadas con colores: la familia 1 en granate, la familia 2 en morado y la familia 3 en verde. Los jalones de 2 m actúan como escala de referencia.

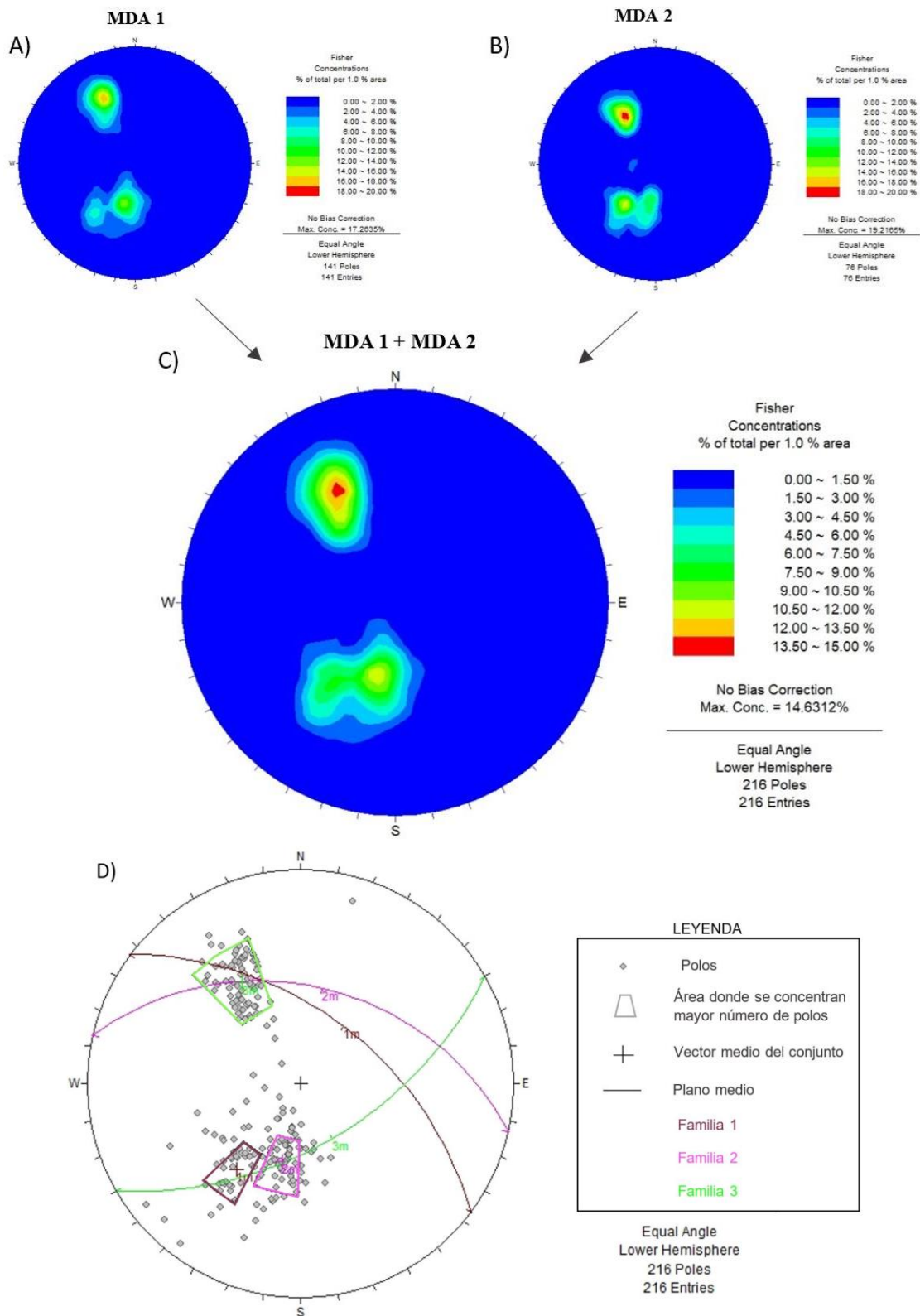


Figura 4.3- Proyecciones estereográficas de las medidas tomadas en los MDA. A) Proyección estereográfica del MDA 1 según la concentración de los polos. B) Proyección estereográfica del MDA 2 según la concentración de los polos. C) Proyección estereográfica en función de la concentración de los polos de las medidas tomadas en ambos MDA. D) Proyección estereográfica de ambos MDA. Se delimitan las tres familias de discontinuidades identificadas, el vector medio y el plano medio de cada una de ellas.

La representación de los datos de los MDA en las proyecciones estereográficas, permitió obtener los resultados siguientes (Tabla 4D).

La familia 1 o estratificación, presenta una dirección y buzamiento medio de 036/53 y resulta ser la familia que muestra una menor dispersión en las medidas de buzamiento. La familia 2 o J1 tiene un plano medio con una orientación 012/42. Finalmente, el plano medio de la familia 3 o J2 presenta una orientación 150/57, y es la que muestra una mayor dispersión en los valores del buzamiento.

Tabla 4D- Medidas de dirección y buzamiento tomadas a partir de los MDA. Se muestran los intervalos entre los que se sitúan los planos de cada familia, así como los planos medios, más representativos de cada una de ellas.

Discontinuidades	Dirección de buzamiento	Buzamiento	Plano medio (Dirección/Buzamiento)
Familia 1- S₀	27-44	41-65	036/53
Familia 2- J1	359-24	30-55	012/42
Familia 3- J2	134-158	41-70	150/57

Los MDA permitieron tomar un mayor número de medidas de dirección y buzamiento de las discontinuidades de forma rápida y sencilla. Además, estos modelos presentaron otras ventajas, ya que a partir de ellos fue posible tomar medidas de muchas zonas no accesibles en campo como por ejemplo toda la parte superior del afloramiento. Sin embargo, en este caso, estos modelos constituyeron aproximadamente un 40 % del afloramiento, por lo que las medidas no acabaron de ser completamente representativas de todo el conjunto.

En definitiva, este método presenta múltiples ventajas especialmente para analizar muy detalladamente las discontinuidades de un afloramiento de pequeñas dimensiones.

4.2.2.2. Espaciado

El espaciado entre las juntas fue medido tanto en campo, como por medio de los dos MDA realizados (Anexo III a y Fig. 4.4).

El espaciado final de cada familia se calculó mediante una media ponderada en la que se otorgó el mayor peso al MDA 1 (45 %), al ser el que presentaba la mayor extensión de afloramiento y por consiguiente un mayor número de medidas. En cambio, se otorgó una menor importancia al MDA 2 (25 %) y a las medidas de campo, ya que el MDA 2 resultó ser el más pequeño y menos representativo de todo el afloramiento, y los datos de campo (30 %) no permitieron medir algunos espaciados, que no eran accesibles, lo que produjo una cantidad más baja de valores.

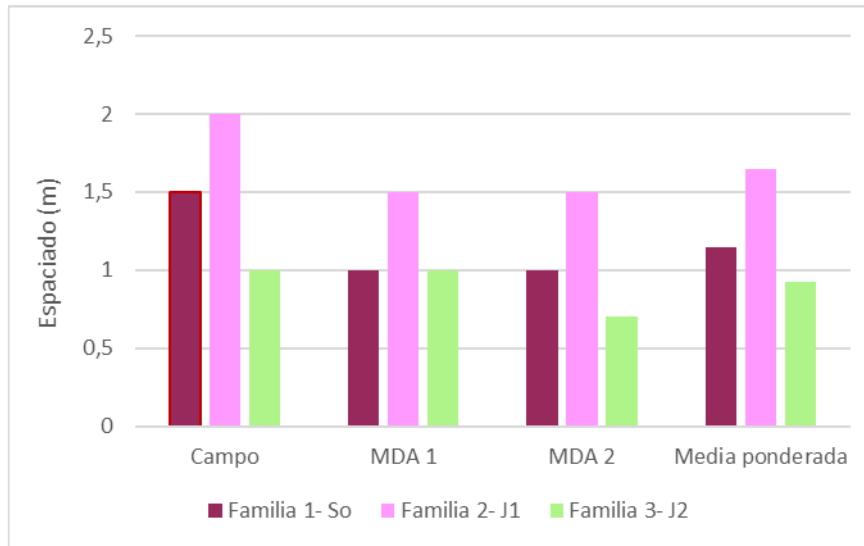


Figura 4.4- Espaciado de las discontinuidades para cada una de las familias según las medidas tomadas en campo o a través de los MDA. La media ponderada se calculó según la siguiente fórmula: $\text{Campo} \times 0,3 + \text{MDA 1} \times 0,45 + \text{MDA 2} \times 0,25$.

Se puede observar que los resultados son variables, aunque en general siguen una misma tendencia en la que la familia 2 presenta de promedio los mayores valores de espaciado, de aproximadamente 1,65 m, seguida por la familia 1 con un espaciado de 1,12 m y, finalmente, la familia 3 con espaciados más bajos, de 0,92 m.

El espaciado del conjunto también fue cuantificado con una media ponderada, de esta manera el valor de la estratificación adquirió una mayor importancia que los de las familias ocasionales que pudiese haber. En total, se calculó que el espaciado medio era de 1,105 m, lo que se puede definir como separado (entre 0,6 y 2,0 m).

$$\text{Total} = 1 \times 0,4 + 1,5 \times 0,3 + 0,85 \times 0,3 = 1,105 \text{ m}$$

4.2.2.3. Continuidad

La continuidad también se calculó a partir de las medidas tomadas en campo y mediante los MDA. Sin embargo, los datos medidos en campo adquirieron una mayor consideración debido a que se pudieron tomar recorriendo todo el afloramiento mientras que los derivados de los MDA estuvieron mucho más limitados por las dimensiones de los mismos, al no llegar a abarcar todo el afloramiento. Por ello, se decidió tomar los mayores valores de continuidad adquiridos mayoritariamente en campo (Anexo III b y Fig. 4.5). Estos los presentaba la familia 1 o estratificación, de más de 7 m, mientras que las otras dos familias presentan valores de discontinuidad más bajos, de aproximadamente 4 m.

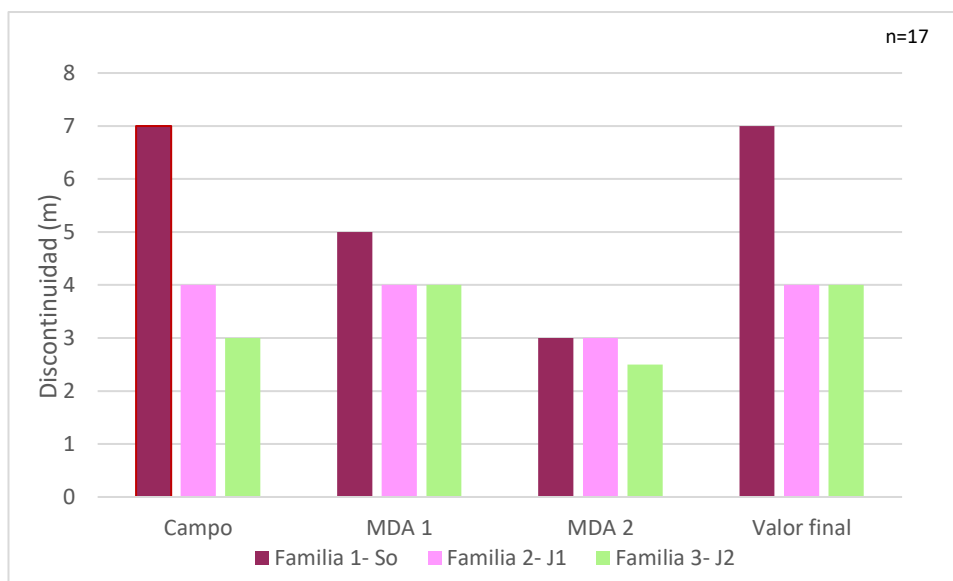


Figura 4.5- Continuidad de las discontinuidades para cada una de las familias según las medidas tomadas en campo o a través de los MDA. El valor final representa los mayores resultados de discontinuidad.

Al igual que con el espaciado, el valor de la continuidad de todo el conjunto se calculó con una media ponderada, al considerar que la estratificación tiene un poco más de importancia. Se obtuvo una continuidad media (entre 3 y 10 m) de aproximadamente 5,2 m.

$$\text{Total} = 7 \times 0,4 + 4 \times 0,3 + 4 \times 0,3 = 5,2 \text{ m}$$

4.2.2.4. Abertura

En cuanto a la abertura, se tomaron los datos más representativos, aunque en cada familia de discontinuidades el rango de valores fue bastante amplio.

Se midieron desde discontinuidades cerradas (0,1-0,25 mm) hasta otras muy anchas (10-100 mm). En general, la familia 3 presenta la mayor abertura de discontinuidades (Tabla 4E), mayoritariamente entre 1-10 mm (ancha), seguida por la familia 1 o estratificación, que presenta una abertura entre 0,25-0,5 mm (parcialmente abierta). Finalmente, la familia 2 es la que muestra una abertura menor, de entre 0,1 y 0,25 mm (cerrada).

En conjunto, la mayor parte de las medidas se pueden integrar en el intervalo de abertura comprendido entre 0,1-1,0 mm.

Tabla 4E- Intervalos de abertura más representativos de cada familia de discontinuidades y su denominación.

Discontinuidades	Abertura (mm)	Denominación
Familia 1- S_o	0,25-0,5 mm	Parc. abierta
Familia 2- J1	0,1-0,25 mm	Cerrada
Familia 3- J2	1-10 mm	Ancha

4.2.2.5. Rugosidad

Las tres familias de discontinuidades se caracterizaron como onduladas rugosas aunque el perfil de la familia 3 se describió en algunas zonas concretas como escalonado rugoso (Tabla 4F).

Se puede ver que la estratificación o familia 1 es la que presenta el coeficiente de rugosidad de las juntas (JRC) más bajo, principalmente entre 10 y 14, seguida por la familia 2 con un coeficiente entre 12 y 16 y finalmente, la familia 3 con el coeficiente más alto, entre 14 y 18 (Fig. 4.6).

El método de determinación del JRC a partir de la medida de la longitud y amplitud también se utilizó en los MDA, concretamente en las zonas que presentaban una nube de puntos más densa para asegurar una mayor precisión en las medidas. Los resultados obtenidos coincidieron bastante bien con aquellos medidos en campo, por lo que fue sencillo determinar un intervalo representativo de todo el conjunto de datos.

Respecto al valor final, se seleccionaron los intervalos comunes a ambos métodos de medidas.

Tabla 4F- Rugosidad de las discontinuidades. Se muestra la descripción del perfil, el JRC según el perfil visual y el gráfico de longitud-amplitud de los perfiles trazados en campo y en los MDA. Para el valor final de JRC se utilizaron los resultados que se repetían en ambos tipos de medidas.

Discontinuidades	Descripción perfil	JRC, Perfil visual	JRC, Gráfico Longitud-Amplitud	Valor final JRC
Familia 1- S ₀	Rugosa ondulada	10-14	10-14	10-14
Familia 2- J1	Rugosa ondulada	10-16	12-16	12-16
Familia 3- J2	Rugosa ondulada	12-18	14-18	14-18

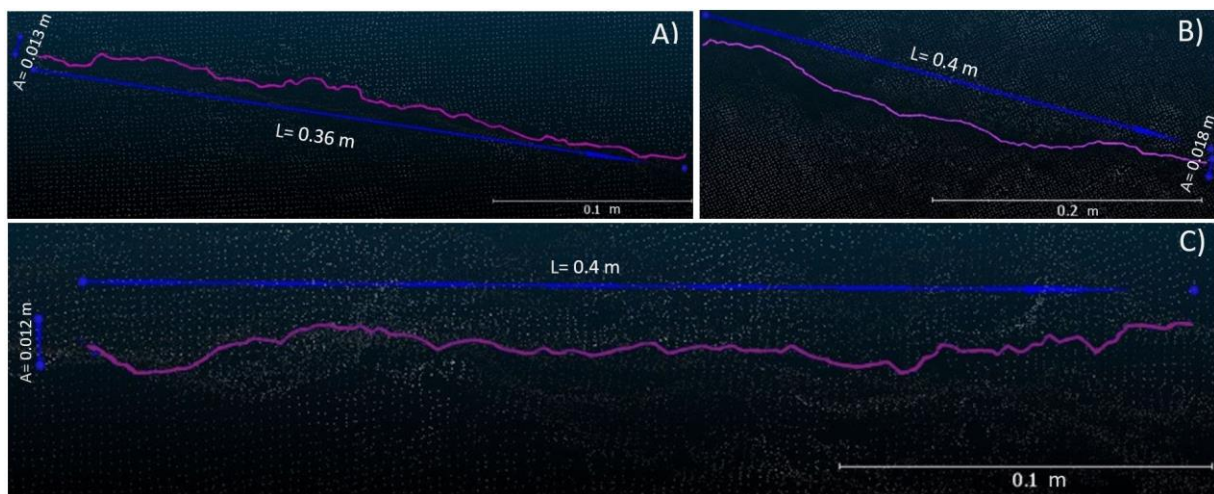


Figura 4.6-Ejemplos de las medidas del coeficiente de rugosidad de las juntas según la amplitud y la longitud del perfil. A) Familia 1 o S₀. JRC= 14. B) Familia 3 o J2. JRC= 18. C) Familia 2 o J1. JRC= 13.

4.2.2.6. Relleno

El relleno fue bastante ocasional debido a que sólo se observó un material blando y arcilloso en alguna zona muy concreta. La meteorización de las paredes de las discontinuidades resultó ser de grado II, según la clasificación de la ISRM (1981).

4.2.2.7 Filtraciones

Las discontinuidades estaban secas y no se observaron filtraciones que generaran humedad o goteo. Este hecho podría estar relacionado con la meteorología, ya que tanto el día del levantamiento de la estación como el día anterior fueron secos y bastante soleados.

4.2.2.8. Determinación del JCS

La resistencia de la pared de cada una de las de las discontinuidades fue medida con el martillo de Schmidt (Tabla 4G) obteniendo unos resultados bastante más bajos que los medidos en corte fresco. La familia 1 o So presenta el valor de resistencia más alto (75 MPa), la familia 3 el más bajo (57 MPa) y la familia 2 el intermedio (64,2 MPa).

Tabla 4G- Se muestran los 20 valores de rebote medidos con el martillo de Schmidt en cada familia de discontinuidades y a partir de los cuales se calculó la resistencia de la pared de cada discontinuidad.

JCS Familia 1- S ₀				
42	30	36	34	38
32	40	36	44	30
34	42	42	46	36
30	46	44	32	28
Rebotes promedio		37,1	σ_{ci} (MPa)	75
JCS Familia 2- J1				
38	20	30	32	42
28	24	34	40	36
38	40	36	44	32
34	38	30	22	46
Rebotes promedio		34,2	σ_{ci} (MPa)	64,2
JCS Familia 3- J2				
32	48	28	40	32
22	20	26	32	36
24	30	34	38	36
24	28	30	42	38
Rebotes promedio		32	σ_{ci} (MPa)	57

4.2.3. Densidad de fracturación

En este apartado, se analiza cuantitativamente el grado de fracturación de un macizo, lo que es fundamental para entender el comportamiento geotécnico del mismo.

Para ello, se utilizó el índice J_v y el RQD. El parámetro J_v presentó valores entre 3 y 11 discontinuidades/ m^3 (bloques de mediano tamaño), aunque la mayoría de los datos estaban comprendidos entre 8 y 10 discontinuidades/ m^3 .

A partir de los valores más representativos del J_v y la fórmula de Palmström (2005), se calculó el RQD (%), que varió entre 85 y 90 %, representando una buena calidad de macizo (75-90 %).

4.2.4. Clasificación de macizos

A partir de los datos adquiridos en campo que ya se han mostrado, se llevó a cabo un reconocimiento completo del macizo rocoso estudiado. Para ello, se emplearon las clasificaciones más utilizadas en geotecnia: el RMR de Bieniawski (Anexo III c), el GSI (Anexo III d) y la Q de Barton (Anexo III e).

Según las clasificaciones del RMR y del GSI, el macizo resultó ser de buena calidad (Tabla 4H). A diferencia de estas, en base a la clasificación Q de Barton, la calidad de macizo fue un poco peor, de clase media. En esta clasificación también se calculó el valor normalizado de la Q denominado Q_c (Barton, 2002) con el fin de mejorar las correlaciones con otros parámetros. Para ello, se utilizó el valor típico de Q y la resistencia a la compresión simple en la siguiente expresión:

$$Q_c = Q \cdot (\sigma_{ci}/100)$$

Tabla 4H- Clasificación de la EG-1 según el RMR, GSI y la Q de Barton.

		EG- 1
RMR	Puntuación	76
	Clase de macizo	II
	Descripción	Bueno
GSI	Rango	63-68
	Calidad	Bueno
Q	Valor	5,83
	Clasificación	Roca media
	Q_c	5,2

4.2.4.1. Relaciones entre las clasificaciones de los macizos rocosos

En este apartado se analizan los resultados obtenidos por medio de distintas correlaciones entre estas clasificaciones. Diversos autores plantearon diversas propuestas para relacionar las clasificaciones del RMR y Q (Tabla 4I).

Tabla 4I- Correlación entre el RMR y Q según distintos autores.

Autores	Proveniencia datos	Correlación	RMR a partir de Q (Q= 5,83)
Bieniawski (1976)	Muy variada	$RMR = 9 \cdot \ln Q + 44$	59,9
Rutledge y Preston (1978)	9 túneles Nueva Zelanda	$RMR = 5,9 \cdot \ln Q + 43$	53,4
Cameron-Clarke y Budavari (1981)	Túneles Sudáfrica	$RMR = 5 \cdot \ln Q + 60,8$	69,6
Moreno Tallón (1982)	4 túneles España	$RMR = 5,4 \cdot \ln Q + 55,2$	64,7
Abad et al. (1983)	Minas de carbón	$RMR = 10,5 \cdot \ln Q + 41,8$	60,3
Alkorta-Lertxundi et al. (2014)	Proyecto de túnel en Vizcaya	$RMR = 6,7 \cdot \ln Q + 45,4$	57,2

Los valores del RMR obtenidos a partir de las correlaciones fueron mucho más bajos que el calculado, de 76. La correlación que más se aproximó fue la de Cameron-Clarke y Budavari (1981). Las diferencias observadas en el intervalo de variación entre las distintas correlaciones pudieron deberse a que los parámetros que conformaban cada una de las clasificaciones son un poco distintos y, los que son similares, no se valoran de la misma forma. Así, por ejemplo, la Q tiene en cuenta el estado tensional del macizo pero no la orientación de las juntas o la resistencia de la roca en corte fresco (si se toma el valor de Q clásico) como parámetros independientes.

La estimación del GSI a partir del RMR también se pudo llevar a cabo a través de múltiples propuestas de distintos autores. Se utilizó la más antigua planteada por los creadores de esta clasificación, Hoek y Brown (1997):

$$RMR_{89} = GSI + 5$$

Sin embargo, esta correlación sólo es válida para macizos rocosos que cumplen ciertos requisitos: deben ser de buena calidad GSI mayor de 35, secos (el parámetro del agua se valora en 15) y la orientación de las discontinuidades debe ser muy favorable (se puntúa en 0). En este caso, partiendo de un RMR de 76, se estimó un GSI de 71, un poco mayor pero muy próximo al intervalo del GSI calculado inicialmente.

Cabe comentar que algunos investigadores, como Bieniawski (2011), consideran que esta ecuación únicamente es válida para macizos de muy mala calidad, al ser el único tipo de macizo donde se cumple que los parámetros del RMR de la densidad (espaciado y RQD) y estado de las discontinuidades son equivalentes a la estructura del macizo y a las condiciones de superficie del GSI.

4.2.5. Parametrización de macizos

En este último apartado, se analizaron los parámetros necesarios para conocer el comportamiento mecánico del macizo. Para ello, se calculó el módulo de deformación a partir de los valores obtenidos anteriormente y se analizó el criterio de rotura de Hoek y Brown (Hoek et al., 2002).

4.2.5.1. Módulo de deformación

El módulo de elasticidad o de Young de la roca intacta (E_i) fue estimado a partir de la relación existente entre la resistencia uniaxial medida con el martillo de Schmidt y el módulo de elasticidad. Para ello, se utilizó la ecuación de Yagiz (2009), obtenida principalmente del análisis de rocas carbonatadas:

$$E_i \text{ (GPa)} = 1,233 R - 17,8 \quad \text{donde R es el rebote del martillo de Schmidt}$$

Aplicando esta expresión, se obtuvo un E_i de 31,53 GPa.

Por otra parte, el módulo de deformación de la matriz rocosa (E_i) también se pudo estimar a partir de la siguiente ecuación:

$$E_i = MR \cdot \sigma_{ci} \quad \text{donde MR representa el modulus ratio propuesto por Deere y Miller (1966).}$$

Sin embargo, aunque este dato depende del tipo de roca, el rango de valores que presentan las calizas y dolomías es muy amplio y, en consecuencia, el valor medio que se utilizó es aproximado (hasta un 20 % de variación). A partir de un MR de 420 y el resultado de la resistencia a la compresión simple, se calculó un E_i de 37,5 GPa. Por lo tanto, a pesar de que este método es menos exacto, el valor no varió mucho respecto al anterior.

El módulo de deformación del macizo rocoso (E_m) fue estimado a partir de los valores obtenidos mediante las distintas clasificaciones y el módulo de Young (Tabla 4J).

Tabla 4J-Estimación del módulo de deformación del macizo (E_m) según distintos autores.

Autores	Ecuación	E_m (GPa)
Bieniawski (1978)	E_m (GPa) = $2 \cdot \text{RMR} - 100$ si $\text{RMR} > 50$	52
Hoek et al. (1995)	E_m (GPa) = $\sqrt{\frac{\sigma_{ci}(\text{MPa})}{100}} \cdot 10^{\frac{(\text{GSI}-10)}{40}}$	22,41
Barton (2002)	E_m (GPa) = $10 \cdot Q_c^{1/3}$ donde $Q_c = Q \cdot \frac{\sigma_{ci}}{100}$	17,3
Galera et al. (2005)	E_m (GPa) = $E_i \cdot e^{\frac{\text{RMR}-100}{36}}$	17,7

Los valores de E_m adquiridos a partir de las expresiones de Barton (2002) y Galera et al. (2005) fueron muy similares, de aproximadamente 17 GPa. Próximo a este dato, se adquirió mediante la ecuación de Hoek et al. (1995) un resultado de 22,41 GPa.

A diferencia de éstos, el valor estimado según la expresión de Bieniawski fue mucho mayor, de 52 GPa. Por lo tanto, lo más recomendable sería utilizar la expresión de Hoek et al. (1995) junto con la de Barton (2002) o Galera et al. (2005) y calcular el valor promedio.

4.2.5.2. Criterio de rotura de Hoek-Brown

El criterio de rotura de Hoek-Brown permite estimar tanto el módulo de elasticidad (E_m) como los parámetros de comportamiento mecánico a escala de macizo. Para ello, se utilizó el software RocData (v.3.013) que permitió calcular todos estos valores a partir de unos datos iniciales (Tabla 4K).

Tabla 4K- Resultados obtenidos con RocData (v.3.013).

	Parámetro	Descripción parámetro	Valor
Datos iniciales	σ_{ci}		89,3 MPa
	GSI		65
	m_i	Constante de la roca intacta (Tipo de roca)	10
	D	Factor de perturbación	0
Criterio de Hoek-Brown $\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_{ci} \cdot \left(mb \cdot \frac{\sigma_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a$	mb	Valor minorado de la constante m_i	2,87
	S	Constantes del macizo rocoso	0,02
	a		0,50
Mohr-Coulomb	c (MPa)		5,74 MPa
	ϕ		34,89 °
Parámetros del macizo rocoso	σ_t	Resistencia a la tracción	-0,64 MPa
	σ_c	Resistencia a la compresión	12,68 MPa
	σ_m	Resistencia compresiva global	22,01 MPa
	E_m	Módulo de deformación	22,41 GPa

El módulo de deformación del macizo rocoso obtenido es idéntico, como es lógico, al que se obtuvo al aplicar la correlación de los mismos autores en 1995. Se estimó un módulo de deformación de 22,41 GPa, muy similar a los resultados de las correlaciones de Barton (2002) y Galera et al. (2005).

4.3. CARACTERIZACIÓN DE LABORATORIO

A continuación, se presentan y analizan los valores obtenidos en laboratorio a partir de las muestras extraídas del sondeo 9, y aquellos adquiridos previamente.

4.3.1. Determinación del RQD

En todos los tramos de testigo donde se identificó la caliza de la Fm. Barcaliente, se midió el grado de fracturación a partir del RQD (Rock Quality Designation) y el índice de recuperación (IR) por maniobra (Tabla 4L). Se obtuvo un RQD promedio de 90,11 %, lo que corresponde a una roca de calidad entre buena y muy buena, así como un IR de 93,4 %.

Tabla 4L – Medidas del RQD y del índice de recuperación (IR) obtenidas por maniobra.

N.º caja	Profundidad (m)	RQD (%)	IR (%)	N.º caja	Profundidad	RQD (%)	IR (%)
31	95,4 a 97,15	98,3	98,3	36	109,4 a 109,5	-	70,0
	97,15 a 98,25	96,7	96,7		109,5 a 112,2	87,8	98,0
32	98,25 a 100,25	98,2	98,2	37	112,2 a 112,5	66,7	96,7
	100,25 a 101	98,3	98,3		112,5 a 114,9	92,9	98,3
33	101 a 103,35	95,7	99,6	38	114,9 a 115,5	98,3	98,3
	103,35 a 103,8	95,6	95,6		115,5 a 117,6	94,0	98,3
34	103,8 a 106,45	89,8	89,8	39	117,6 a 118,5	70,6	94,4
	106,45 a 106,66	91,7	91,7		118,5 a 120,5	82,0	97,0
35	106,65 a 109,4	94,7	96,9	40	120,5 a 121,5	80,5	65,0
PROMEDIO						90,1	93,4

El RQD obtenido en laboratorio sólo difiere de un 2,6 % del calculado en campo, de 87,5 %. De ello, se concluye que los materiales presentaron un grado de fracturación de calidad similar.

4.3.2. Estudio petrográfico

La caracterización petrográfica macroscópica mostró que era una roca compacta, de aspecto masivo y color gris (Fig. 4.7). La roca presentaba distintos tonos de gris, desde un gris claro (clasificado como Light gray N7 según la tabla de colores de Munsell) hasta un gris oscuro (Munsell: Medium Grey N5), aunque la mayoría de las zonas eran de un tono de gris intermedio (Medium Light grey N6).

La roca tenía una textura aparentemente microcristalina al provenir de una textura clásica de grano fino recrystalizada, por lo que a simple vista no se observaron ni los granos ni contenido fósil alguno. Es importante destacar que durante el proceso de corte y pulido se percibió un olor fétido.

En cuanto a su estructura, se identificaron estilolitos y venas de calcita, las cuales eran de espesores muy variados, desde milimétricos hasta centimétricos, situándose la media en 0,2-0,3 cm. De forma excepcional, se observó una veta de hasta 3,0 cm de espesor. La longitud de las venas variaba desde milimétrica hasta centimétrica, llegando a alcanzar hasta 0,6 m en los testigos. Estas venas estaban rellenas de granos de calcita de mayor tamaño, mesocristalinos, que se podían reconocer a simple vista. En su conjunto, eran de color blanco N9, según la clasificación de colores de Munsell.

Sin embargo, en algunos casos como en las probetas BAS9VS1, BAS9VS4, BAS9VS5, BAS9VS7, BAS8VS8, mostraban colores rosados (Munsell: HUE5YR Pinkish gray 5YR 8/1) o incluso tonos más oscuros, marrones rojizos (Munsell: Moderate Brown 5YR 3/4) al estar afectadas por los óxidos en mayor o menor medida (Fig. 4.7). Finalmente, cabe comentar que estas grietas no presentaban una orientación preferente ni una estructura determinada.



Figura 4.7- A la izquierda, la muestra BAS9VS3 representa una roca compacta, de aspecto masivo, color gris y de textura microcristalina. A la derecha, en las probetas BAS9VS4 y BAS9VS1, se observan las venas de calcita de gran longitud, espesor centimétrico y color blanco o rojizo en las zonas más oxidadas.

Microscópicamente las láminas BAS9DL1 y BAS9LD2 estaban formadas fundamentalmente, por una matriz de pseudoesparita, con tamaños diversos, desde 5 μm hasta 50 μm y un tamaño medio de 10 μm . Se trataba de una textura en mosaico de cristales con forma entre subautomorfo y xenomorfo, hábitos principalmente prismáticos y bordes tanto subredondeados como subangulosos (Fig. 4.8 A y B); esta textura se produjo debido a la recristalización de la micrita ($< 4 \mu\text{m}$), que todavía se puede observar en algunas zonas.

La calcita constituye aproximadamente el 96 % de la muestra mientras que el porcentaje restante lo compone la dolomita y, en proporciones variables e inferiores al 0,5 %, el mineral de hierro y el cuarzo.

Los carbonatos recristalizados que rellenaban las venas también tenían una textura en mosaico. Sin embargo, los cristales eran de mayor tamaño, alcanzando hasta 150 μm y presentando diversas formas subhedrales, con hábitos mayoritariamente prismáticos, bordes subredondeados y en algunos casos exfoliación y extinción ondulante. Se observaron muchas venas de tamaños muy diversos, con espesores desde 5 μm hasta 500 μm y una longitud muy variable. Las venas constituyeron aproximadamente el 4 % de la lámina, gran parte de las cuales estaban compuestas de calcita ferrosa. En general, las vetas no tenían una orientación preferente aunque en algunas zonas se reconocieron dos familias cortadas formando un ángulo de 45° (Fig. 4.8 C y D).

La tinción de carbonatos basada en el método de Linkholm y Finkelman (1972) y realizada a la mitad de la lámina, permitió distinguir entre la dolomita y la calcita. A partir de este proceso se advirtió que había poca dolomitización, con un porcentaje de dolomita de aproximadamente el 3 %. Los núcleos de dolomita se reconocieron al no estar teñidos, y se hallaron distribuidos irregularmente por toda la matriz, así como recristalizados dentro de las propias venas. Estos cristales presentaban una geometría similar a la del romboedro, característica de la dolomita, y un tamaño muy variado entre 10-100 μm .

La tinción de color púrpura de los carbonatos posibilitó distinguir la calcita rica en hierro, la cual fue observada principalmente en algunas de las venas de mayor tamaño (Fig. 4.8 E y F).

En la lámina BAS9LD2, entre los componentes terrígenos, en una proporción muy pequeña ($< 1 \%$), disperso en la matriz y de forma excepcional, se reconoció el cuarzo monocristalino subangular. Este cuarzo tenía una forma alargada y un tamaño de aproximadamente 1,8 mm en el eje longitudinal.

Según las proporciones relativas de sus componentes y la textura deposicional, se clasificó como una Caliza esparita (Folk, 1962), Mudstone (Dunham, 1962).

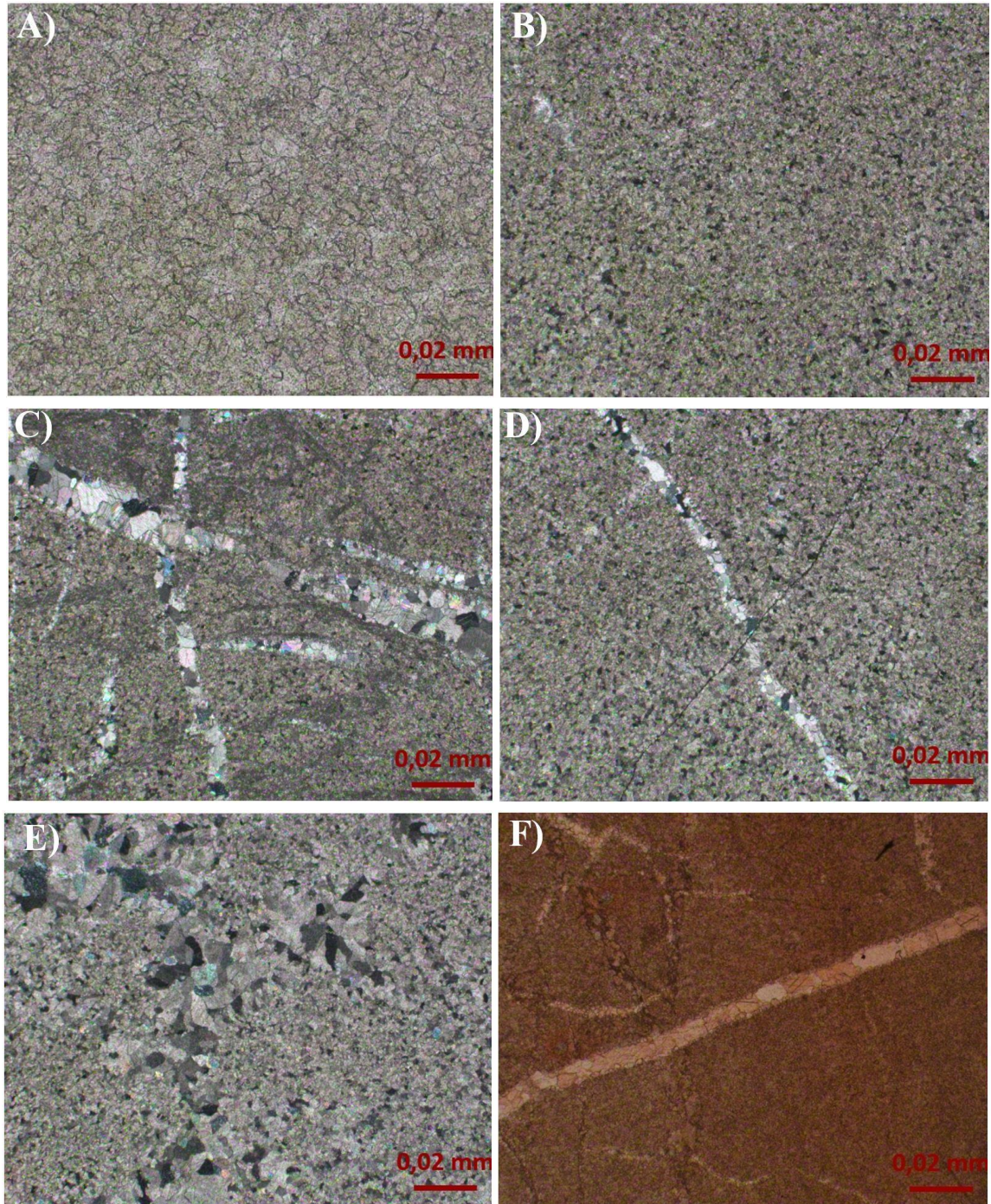


Figura 4.8- A) Textura microcristalina (LP: Luz Polarizada). Se observan las geometrías subautomorfas y xenomorfas de los cristales así como los bordes subredondeados o subangulosos. B) Textura microcristalina en nicols cruzados (LPA: Luz Polarizada y Analizada) C) Dos familias de venas rellenas de calcita que se disponen formando un ángulo de 45° entre ellas. (LPA). D) Veta recristalizada desplazada por una fisura perpendicular y posterior a la misma (LPA). E) Núcleos recristalizados de tamaño mayor que la matriz (LPA). F) Las zonas teñidas en rojo permiten distinguir la dolomita, que no está teñida y se reconoce en la veta, de la calcita (LP).

4.3.3. Fluorescencia y difracción de rayos X

La difracción de rayos X permite estudiar la composición mineralógica al producir cada fase cristalina un patrón de difracción particular. Para ello, se generaron dos difractogramas de las muestras BAS9DF1 y BAS9DF2 analizadas, donde se representaron el ángulo de difracción (2θ) mediante la posición de los picos y la intensidad a partir de la altura de los mismos. Las dos muestras presentaban un difractograma prácticamente idéntico (Figura 4.9), observándose variaciones mínimas en el valor de la intensidad ($\pm 3\%$) y en el ángulo de difracción ($\pm 0,02^\circ$).

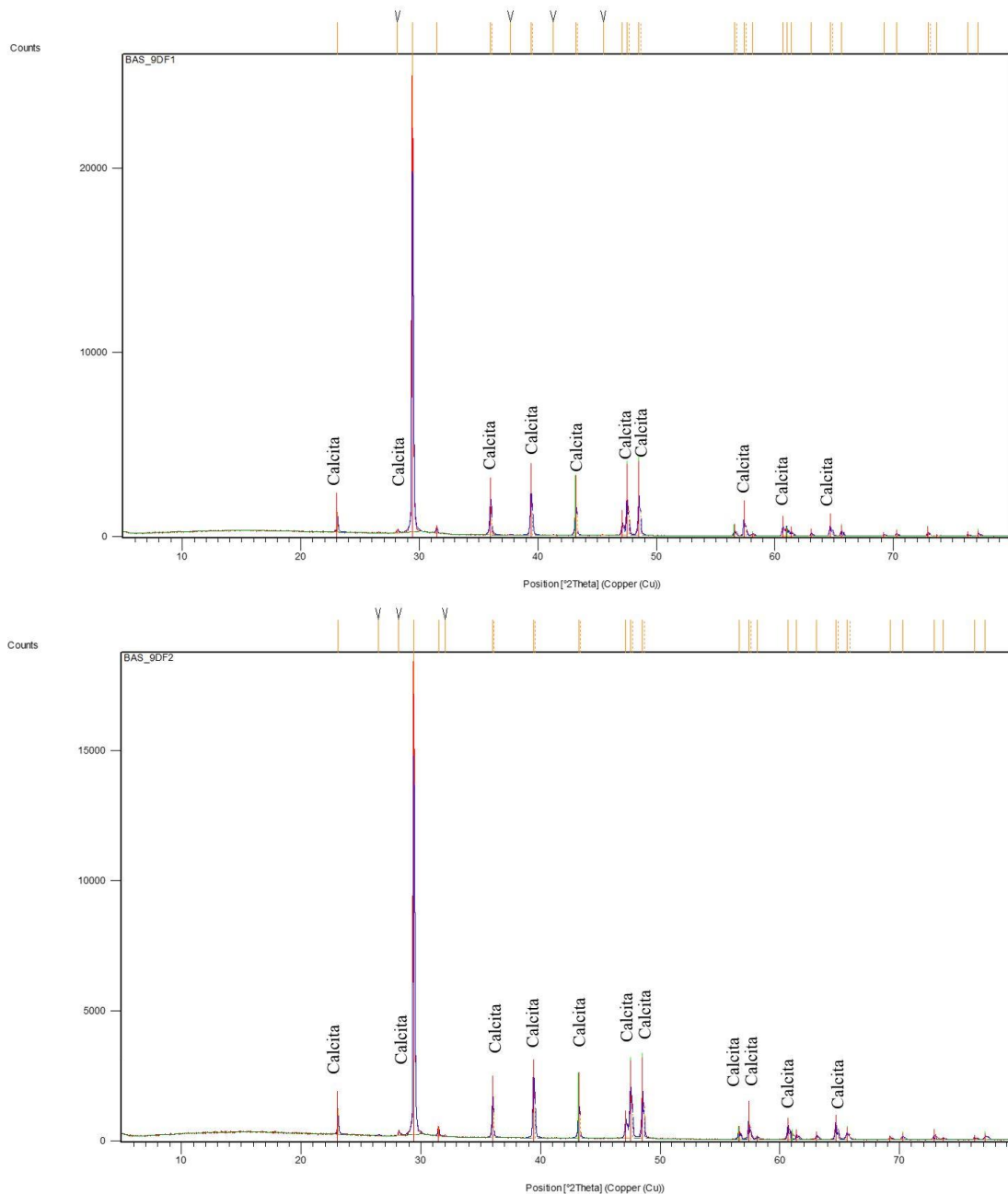


Figura 4.9- El difractograma superior se generó a partir del análisis de la muestra BAS9DF1 mientras que el inferior se obtuvo a partir de la muestra BAS9DF2. El eje de ordenadas representa la intensidad y el de abscisas la distancia interespacial (2θ).

Mediante la base de datos denominada Powder Diffraction File, el programa comparó tanto la posición de los picos de difracción (2θ), relacionada con la forma y tamaño de la celda unidad, como la intensidad de cada pico con cada fase cristalina para ver a qué fase correspondía y en qué porcentaje. Estos valores se correspondían perfectamente con la fase cristalina de la calcita (Fig. 4.9), a partir de los cuales sólo se observó una variación de un 10 % en los valores de intensidad y de $\pm 0,002$ en el espaciado. Utilizando este programa se obtuvo que la calcita, CaCO_3 , compone el 94 % de la muestra BAS9DF1 y el 92 % de la muestra BAS9DF2. El porcentaje restante lo constituyen las fases que no se pudieron identificar al encontrarse en un porcentaje inferior al 3 %.

La fluorescencia de rayos X permite analizar la composición química de las muestras. Según las analíticas (Tabla 4M), la muestra está formada principalmente por CaO y también presenta un alto porcentaje de LOI (“loss on ignition”) que corresponde a los elementos volátiles (H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , SO_2).

El porcentaje restante lo constituye el Mg y otros elementos traza. Según los cálculos efectuados, considerando que todo el Mg está formando dolomita, se calculó que la muestra está formada por calcita en un 97,7 % mientras que el valor de la dolomita es muy bajo, del 0,78 %. Con este porcentaje tan reducido de dolomita se podría concluir que el Mg estaría en la red de la calcita. Sin embargo, los resultados de las descripciones petrográficas muestran que la roca presenta cristales de dolomita.

En conjunto, los resultados de las descripciones petrográficas, la difracción de rayos X y la fluorescencia de rayos X concuerdan bien entre ellos. Además, los porcentajes de calcita adquiridos de la bibliografía, de 99,3 % y 94,4 % (con un 5 % de dolomita) se aproximan bastante a los valores obtenidos.

Tabla 4M - Composición química de las muestras BAS9DF1 Y BAS9DF2 obtenida mediante fluorescencia de rayos X.

	BAS9DF1	BAS9DF2		BAS9DF1	BAS9DF2
-SiO ₂ - (%)	0,06	0,04	-Na ₂ O- (%)	0,07	0,08
-Al ₂ O ₃ - (%)	0,03	0,02	-K ₂ O- (%)	0,01	0,01
-Fe ₂ O ₃ - (%)	0,03	0,03	-TiO ₂ - (%)	0,00	0,00
-MnO- (%)	0,00	0,00	-P ₂ O ₅ - (%)	0,01	0,01
-MgO- (%)	0,16	0,18	L.O.I (%)	43,80	43,84
-CaO- (%)	54,96	54,96	TOTAL (%)	99,12	99,18

4.3.4. Determinación de la densidad aparente y porosidad abierta

A partir de este ensayo llevado a cabo en 12 probetas, se determinó la densidad aparente (ρ_b) y la porosidad abierta (ρ_o) entre otros parámetros (Tabla 4N). Para ello, se utilizaron los valores del peso de la probeta seca (M_{s2}) tras asegurarse que la muestra había perdido toda la humedad (M_{s1}), el peso de la probeta sumergida en agua (M_h), el peso de la probeta saturada (M_s) y la densidad del agua $\rho_{th} = 980 \text{ kg/m}^3$.

Se calculó un valor promedio de volumen aparente (V_b) de 61,85 ml y un porcentaje de porosidad abierta bastante bajo del 0,46 %, que corresponde a un volumen de poros abiertos de 0,29 ml. Los valores de la densidad aparente variaban entre $2680,41 \text{ kg/m}^3$ y $2693,72 \text{ kg/m}^3$. Se puede observar (Tabla 4N) que la muestra BAS9DP12 presenta un valor de densidad aparente menor que la mayoría de las demás muestras y, en consecuencia, un porcentaje de porosidad abierta mayor, del 0,77 %. Esto puede ser debido a que posee más microfisuras que el resto de las probetas.

Realizando una comparación con datos de las referencias bibliográficas, los 2690 kg/m^3 de densidad aparente concuerdan perfectamente con los valores obtenidos, mientras que el porcentaje promedio de porosidad abierta es un poco menor, de 0,35 %.

Tabla 4N – Cálculo del volumen de poros abiertos (V_o), volumen aparente (V_b), densidad aparente (ρ_b) y porosidad abierta (ρ_o)

N.º referencia	M_{s1} (g)	M_{s2} (g)	M_h (g)	M_s (g)	V_o (ml)	V_b (ml)	ρ_b (kg/ m ³)	ρ_o (%)
BAS9DP1	178,53	178,51	112,53	178,82	0,31	66,42	2687,48	0,47
BAS9DP2	161,62	161,61	101,90	161,95	0,34	60,17	2685,92	0,57
BAS9DP3	172,34	172,33	108,61	172,58	0,25	64,10	2688,41	0,40
BAS9DP4	159,13	159,12	100,27	159,34	0,22	59,19	2688,18	0,38
BAS9DP5	176,26	176,25	111,13	176,59	0,34	65,59	2687,14	0,52
BAS9DP6	169,84	169,83	107,09	170,12	0,29	63,16	2689,09	0,46
BAS9DP7	154,14	154,13	97,18	154,35	0,22	57,29	2690,46	0,39
BAS9DP8	160,33	160,32	101,11	160,58	0,26	59,59	2690,51	0,44
BAS9DP9	164,32	164,31	103,63	164,60	0,29	61,09	2689,76	0,47
BAS9DP10	170,06	170,05	107,26	170,26	0,21	63,13	2693,72	0,34
BAS9DP11	174,94	174,93	110,32	175,18	0,25	64,99	2691,69	0,38
BAS9DP12	154,08	154,07	97,15	154,51	0,44	57,48	2680,41	0,77
PROMEDIO					0,29	61,85	2688,56	0,46

4.3.5. Determinación de la densidad real y porosidad total

La densidad real se determinó con un picnómetro de Helio (Tabla 4O). Se calculó un valor promedio de la densidad real o de los granos minerales de $2703,14 \text{ kg/m}^3$, muy próximo a los 2705 kg/m^3 obtenidos de la bibliografía.

Tabla 4O –Determinación de la densidad real de la muestra BAS9PH1 a partir del picnómetro de helio.

	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	Promedio
$\rho_r \text{ (kg/m}^3\text{)}$	2703,45	2703,12	2703,12	2703,45	2702,56	2703,14

Los valores de la porosidad total debido a las microfisuras y los microporos, comprendidos entre 0,35 % y 0,84 %, constituyeron un porcentaje de la roca excesivamente bajo al igual los de la porosidad accesible al Hg (Tabla 4P).

La porosidad abierta, en cambio, presentó un porcentaje próximo a la porosidad total, lo que puso en evidencia que la mayor parte de la porosidad era accesible al agua, con un grado de interconectividad elevado, del 85 %. Los datos de porosidad total concuerdan con aquellos adquiridos de la bibliografía, de 0,4 % y 0,81 %.

Tabla 4P –Determinación de la porosidad total, abierta y cerrada.

N.º de referencia	Porosidad total (%)	Porosidad abierta (%)	Porosidad cerrada (%)
BAS9DP1	0,58	0,47	0,11
BAS9DP2	0,64	0,57	0,07
BAS9DP3	0,55	0,40	0,15
BAS9DP4	0,55	0,38	0,18
BAS9DP5	0,59	0,52	0,07
BAS9DP6	0,52	0,46	0,06
BAS9DP7	0,47	0,39	0,08
BAS9DP8	0,47	0,44	0,03
BAS9DP9	0,49	0,47	0,03
BAS9DP10	0,35	0,34	0,01
BAS9DP11	0,42	0,38	0,04
BAS9DP12	0,84	0,77	0,07
PROMEDIO	0,54	0,46	0,08

4.3.6. Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial

La resistencia a la compresión simple se calculó en 5 probetas, en las que se colocaron las bandas extensométricas para medir la deformación longitudinal y transversal de las mismas durante la aplicación de la carga (Fig. 4.10).

La resistencia a la compresión de las muestras (Tabla 4Q) varió entre 39,95 y 79,56 MPa con un valor promedio de 64,37 MPa. Este valor es más bajo que aquel medido con el martillo de Schmidt en campo, de 89,3 MPa o aquellos adquiridos a partir de la bibliografía de 85 MPa y 100 MPa. No obstante, es similar a los resultados del JCS comprendidos entre 57 y 75 MPa. Esta diferencia entre los valores obtenidos puede ser debida a que la formación es muy heterogénea en discontinuidades. Por ello, los resultados de campo se midieron en zonas donde había una menor presencia de discontinuidades, mientras que los resultados del JCS fueron medidos en las paredes de las discontinuidades.

El módulo de Young estático presentó un valor promedio de 23,58 GPa, un poco menor que los módulos de elasticidad calculados en campo de 31,53 GPa y 37,5 GPa. Finalmente, el coeficiente de Poisson varió entre 0,15 y 0,25, a excepción de la muestra BAS9VS10 que presentó un módulo de Poisson mayor de 0,34.



Figura 4.10- Probetas tras la rotura llevada a cabo en el ensayo de compresión uniaxial.

Tabla 4Q –Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial, el módulo de Young estático y el coeficiente de Poisson.

Referencia	Altura (mm)	Diámetro (mm)	F (kN)	$\sigma = F/A$ (MPa)	Módulo de Young estático (GPa) = $\sigma/(\Delta L/L)$		Coeficiente de Poisson = $(\Delta r/r)/(\Delta L/L)$
BAS9VS6	123,70	63,12	242,57	77,52	24,80		0,15
BAS9VS9	123,90	63,15	249,19	79,56	25,70	28,75	0,17
BAS9VS9.2	123,90	63,15	211,64	67,57	28,13		0,22
BAS9VS10	127,28	63,15	125,13	39,95	13,97	19,49	0,34
BAS9VS11	124,50	63,11	145,11	46,39	18,82		
BAS9VS13	122,84	63,10	235,29	75,24	25,81		0,25
PROMEDIO				64,37	23,58		0,23

Una de las mayores deformaciones (0,43 %), alcanzada antes del proceso de rotura, se midió en la probeta BAS9VS10 sometida un esfuerzo pequeño, de 40 MPa, mientras que la menor deformación (0,34 %) se produjo en la muestra BAS9VS13 que llegó a soportar un esfuerzo mucho mayor, 75 MPa (Fig. 4.11). Los picos representan el desarrollo de algunas fracturas que se fueron produciendo durante el incremento de la carga pero que no llegaron a producir la rotura de la probeta.

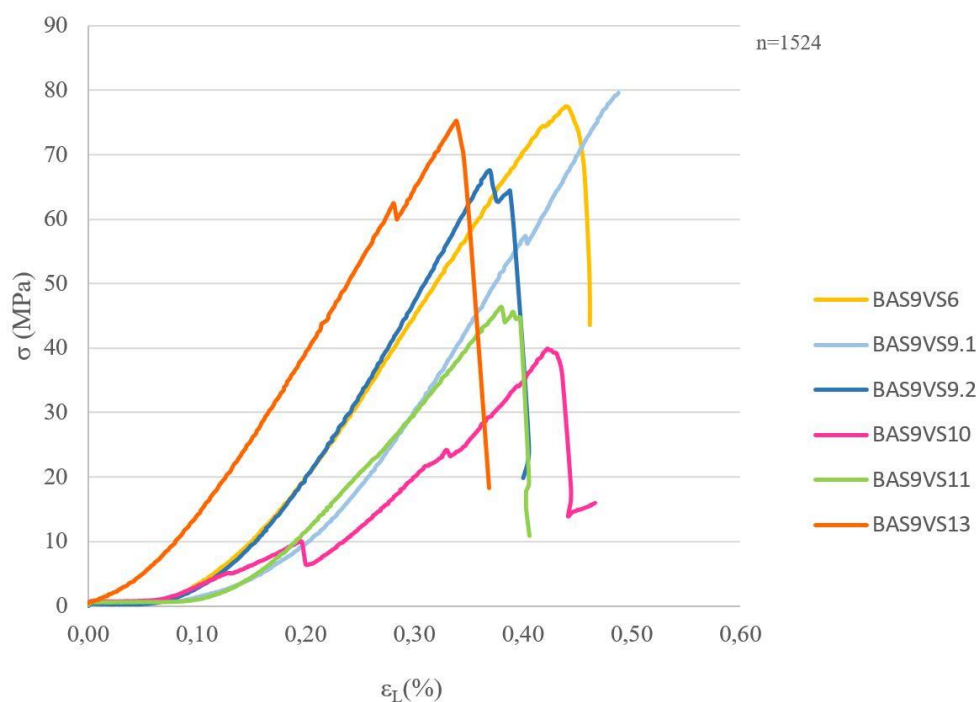


Figura 4.11- Curvas de esfuerzo-deformación obtenidas a partir de las probetas ensayadas.

En la probeta BAS9VS9, se realizaron dos ciclos de carga (Fig. 4.12); los resultados muestran que la pendiente apenas varió.

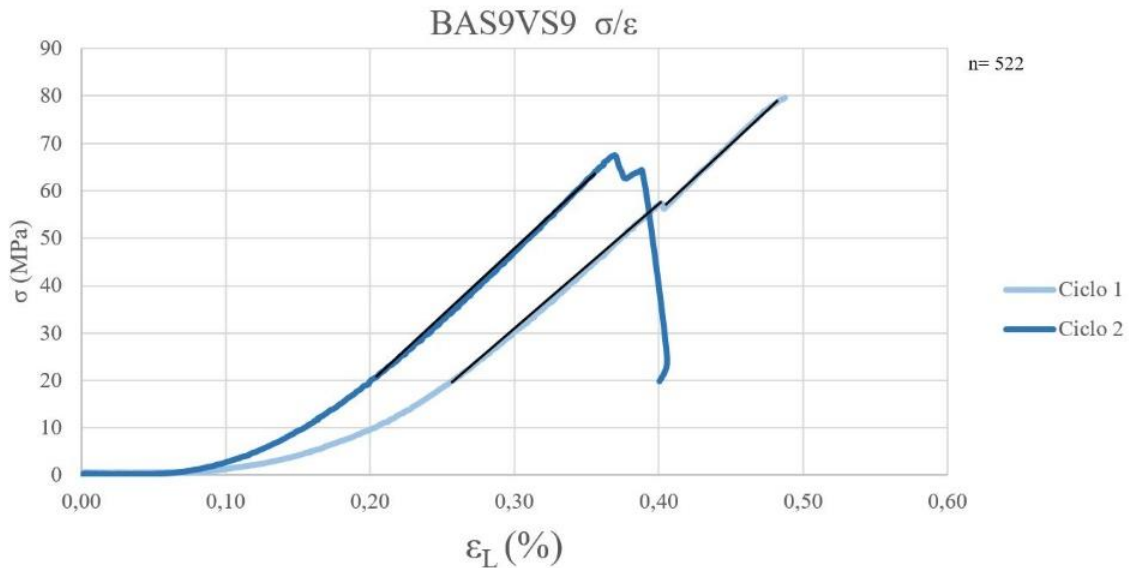


Figura 4.12- Curvas de esfuerzo-deformación obtenidas a partir de los dos ciclos de carga realizados en la probeta BAS9VS9.

La pendiente de la curva del primer ciclo fue ligeramente menor, hasta los 55 MPa, con un módulo de Young de aproximadamente 26 GPa. Sin embargo, una vez excedido este valor y en el segundo ciclo, ambas curvas presentaron un módulo de Young mayor de aproximadamente 28 GPa.

En el segundo ciclo se pudo observar que en el proceso de asentamiento se produjo una deformación menor, al igual que en el proceso de rotura, producido por una carga de 67 MPa, en el que sólo se obtuvo una deformación del 0,36 %.

4.3.7. Resistencia a la carga puntual

El ensayo tipo axial, se llevó a cabo en diez probetas y se obtuvo un índice de carga puntual corregido $I_{s(50)}$, que varió entre 0,47 y 3,8 MPa (Tabla 4R). El valor promedio de 2,75 MPa se calculó sin tener en cuenta los dos valores máximos y mínimos que fueron utilizados para calcular un índice de anisotropía $I_{a(50)}$ de 0,17 MPa.

Los valores mínimos se midieron en las probetas BAS9CP3 y BAS9CP8 al presentar grietas rellenas de calcita, menos resistentes y paralelas al plano de carga, que actuaban como planos de debilidad (Fig. 4.13).

Se calculó de forma indirecta la resistencia a la compresión uniaxial (Broch y Franklin, 1972) con un valor promedio de 66,03 MPa, muy similar al valor obtenido en laboratorio, de 64,37 MPa. El valor de tracción indirecta también fue estimado según la ecuación de la ISRM (1985) con un valor de aproximadamente 3,44 MPa, más bajo que el valor promedio calculado en el laboratorio de 13,63 MPa.

Tabla 4R –Valores del índice de carga puntual corregido (I_{s50}), correlaciones con la resistencia a la compresión (σ_c), resistencia a la tracción (σ_t) y cálculo del índice de anisotropía (I_{a50})

N.º de referencia	Tipo de ensayo	Tipo de rotura	I_{s50} (MPa)	σ_c (Broch y Franklin, 1972) MPa	σ_t (ISRM, 1985) MPa
BAS9CP1	Axial	Fractura en dos partes	3,50	84,07	4,38
BAS9CP2	Axial	Fractura triple	2,74	65,75	3,42
BAS9CP3	Axial	Fractura triple	0,47	11,17	0,58
BAS9CP4	Axial	Fractura triple	2,90	69,67	3,63
BAS9CP5	Axial	Fractura triple	2,44	58,56	3,05
BAS9CP6	Axial	Fractura triple	3,31	79,53	4,14
BAS9CP7	Axial	Fractura en dos partes	1,98	47,61	2,48
BAS9CP8	Axial	Fractura triple	0,81	19,33	1,01
BAS9CP9	Axial	Fractura triple	3,13	75,06	3,91
BAS9CP10	Axial	Fractura triple	3,80	91,09	4,74
PROMEDIO			2,75	66,03	3,44
I_{a50}			0,17		

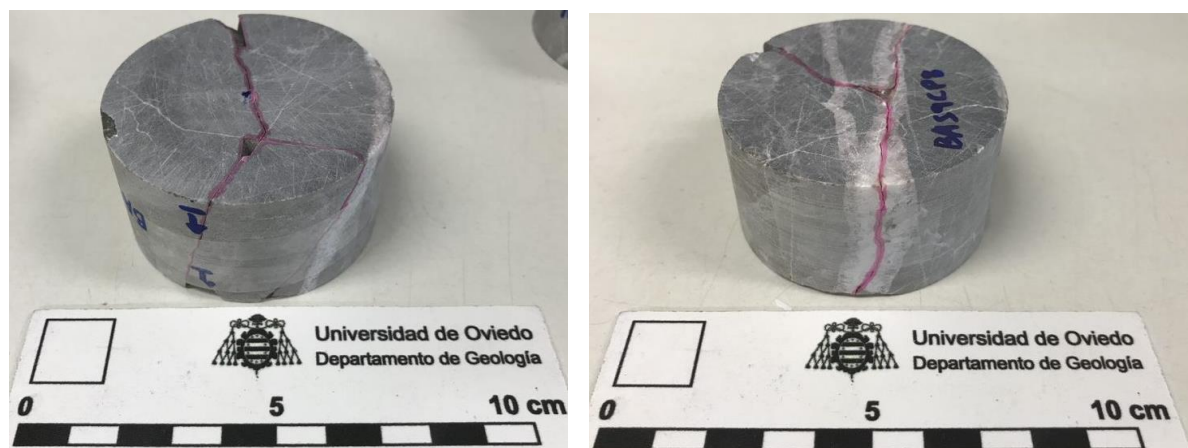


Figura 4.13- Probetas BAS9CP3 (izquierda) y BAS9CP8 (derecha) donde se midieron los valores más bajos del índice de carga puntual. Se puede ver que el plano de rotura delimitado en color rosa coincide con las venas de calcita.

En las roturas producidas en las muestras en el ensayo axial (Fig. 4.14), se puede observar que en la mayoría se produjo una fractura triple al aplicar la carga en el punto central, a excepción de la muestra BASCP1 y BASCP7, en las que se produjo una fractura en dos partes.

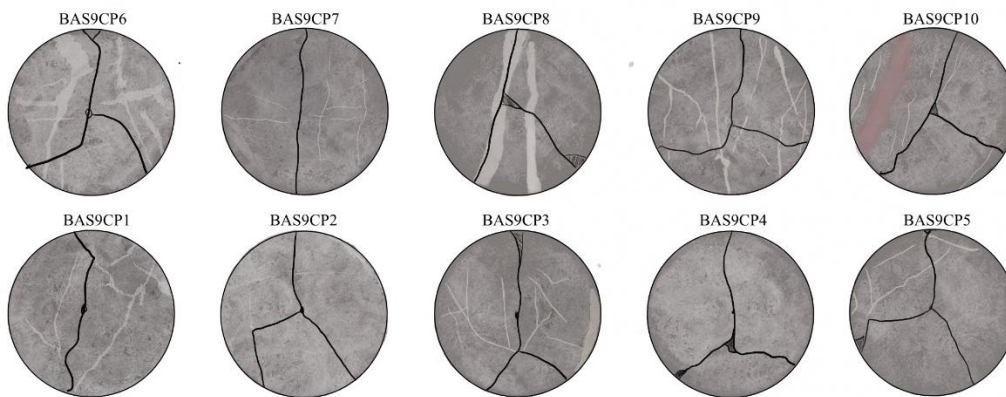
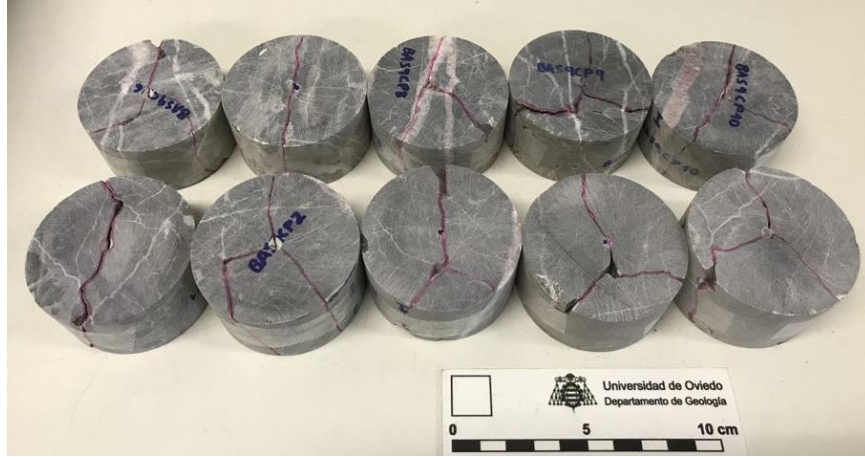


Figura 4.14- Tipos de rotura producidas por el ensayo de tipo axial. En la imagen superior se pueden ver las probetas tras el ensayo de tipo axial, con las fracturas delimitadas en color rosa. La imagen inferior consiste en una representación esquemática de las mismas, donde se puede ver más claramente el tipo de rotura producido en cada caso.

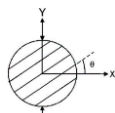
Estas dos muestras no se consideran suficientes para extraer conclusiones sobre la relación entre el índice de carga puntual y los patrones de rotura en este tipo de rotura. Presentaron valores variables y, en una de ellas se midió el segundo valor más alto de índice de carga puntual corregido ($I_{s50} = 3,5$ MPa), mientras que en la otra se midió un valor que se encontraba por debajo de la media ($I_{s50} = 1,98$ MPa).

4.3.8. Determinación de la resistencia a tracción indirecta

A partir de 15 probetas, se calculó un valor de la resistencia a la tracción indirecta entre 4,37 MPa y 21,38 MPa con un promedio de 13,63 MPa (Tabla 4S). Este dato es muy similar a los 11,3 MPa y 13 MPa obtenidos en la bibliografía. La resistencia a la compresión uniaxial fue estimada utilizando distintas correlaciones como la de Broch y Franklin (1972), que produjo un valor promedio de 136,33 MPa, o la correlación de Miller (1965) con la que se obtuvo un valor promedio de 41,09 MPa. Si se comparan dichos valores con aquellos obtenidos en el ensayo de compresión uniaxial, se observa que el de la primera correlación es excesivamente elevado, mientras que el obtenido con la segunda es un poco bajo, aunque se aproxima más. Por lo tanto, si no se pudiese realizar el ensayo de laboratorio, sería recomendable utilizar ambas ecuaciones para encontrar un intervalo estimativo del valor de la resistencia a la compresión uniaxial.

Tabla 4S – Resultados del ensayo de resistencia a tracción indirecta. Se muestra el grado de inclinación de las venas, el tipo de rotura y el valor estimado de la resistencia a la compresión uniaxial.

N.º de referencia	Grados inclinación venas respecto a la horizontal	Carga de rotura P (t)	Carga de rotura, P (N)	$\sigma_t = \frac{2P}{D_e}$ (MPa)	Tipo de fractura	σ_c (Broch y Franklin, 1972) MPa	σ_c (Miller, 1965)
BAS9TB1	90,00	0,78	7678,61	8,40	FA	84,03	35,86
BAS9TB2	90,00	1,26	12309,31	12,69	FA	126,93	40,15
BAS9TB3	90,00	0,40	3875,59	4,37	FA	43,72	31,83
BAS9TB4	90,00	1,46	14293,19	14,50	FA	144,99	41,96
BAS9TB5	90,00	0,88	8590,63	8,88	FA	88,80	36,34
BAS9TB6	55,00	0,82	8014,98	8,33	FNC	83,35	35,79
BAS9TB7	50,00	1,82	17799,07	18,47	FC	184,72	45,93
BAS9TB8	45,00	1,66	16289,83	16,29	FA	162,87	43,74
BAS9TB9	40,00	2,24	21919,82	21,88	FC	218,82	49,34
BAS9TB10	60,00	1,69	16560,49	15,81	FNC Y FA	158,12	43,27
BAS9TB11	0,00	1,60	15674,95	15,61	FC	156,06	43,06
BAS9TB12	0,00	1,09	10683,36	10,90	FNC	108,97	38,35
BAS9TB13	0,00	1,57	15390,56	15,51	FC	155,14	42,97
BAS9TB14	0,00	1,72	16863,52	17,70	FNC Y FA	177,04	45,16
BAS9TB15	0,00	1,47	14404,01	15,15	FC	151,46	42,60
PROMEDIO				13,63	-	136,33	41,09



FA: Fractura de activación
 FC: Fractura central
 FNC: Fractura no central

A continuación, se analizan los distintos tipos de rotura que se producen en las probetas (Fig. 4.15).

Cuando la disposición de la orientación preferente de las venas era paralela al eje de aplicación de carga (90 grados respecto a al horizontal) se produjo en todos los casos, es decir, las cinco primeras probetas, fracturación de activación.

En las venas que presentaban una inclinación de entre 40 y 60° respecto al eje horizontal, se produjeron los tres tipos de roturas, fracturación de activación, central y no central, sin llegar a dominar ninguno de ellos sobre los demás.

Finalmente, cuando la disposición de las venas era perpendicular al eje de aplicación de la carga (0° respecto a la horizontal), predominó la fracturación central, aunque también se reconoció fracturación no central y, en un caso concreto, se produjo tanto fracturación no central como de activación.

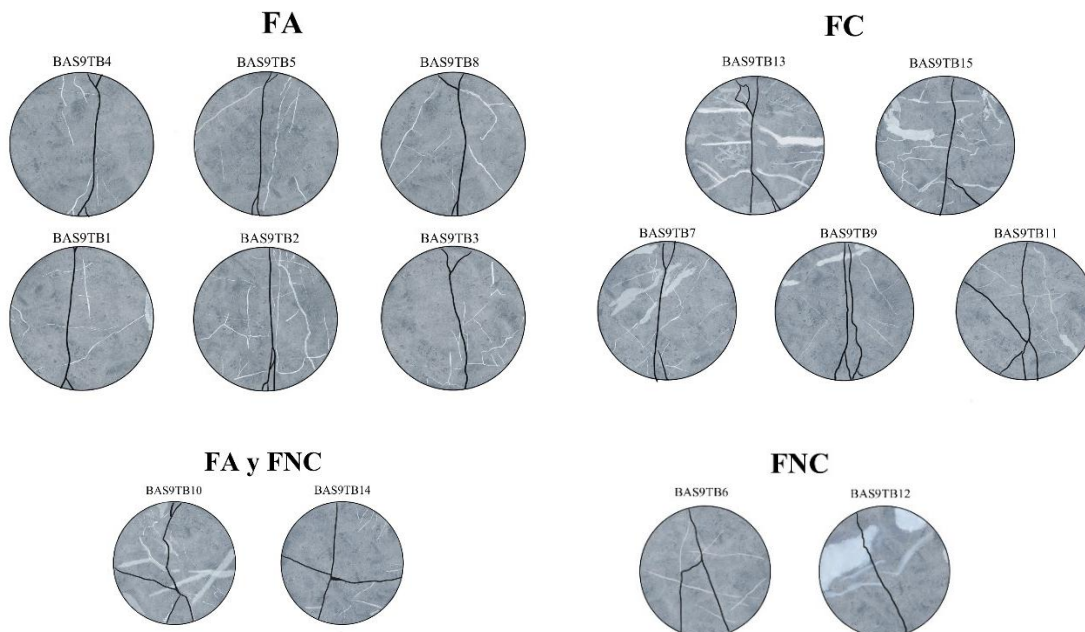


Figura 4.15- Tipos de rotura producidas en el ensayo de resistencia a la tracción indirecta. En la imagen superior se observan todas las probetas tras el ensayo y en la imagen inferior se pueden ver los esquemas de las probetas clasificadas según los distintos tipos de rotura.

Si se compara el valor de la resistencia a la tracción con la disposición de las venas respecto al eje de aplicación de carga, se puede ver que cuando las venas son paralelos al eje de carga, los valores son mucho menores que cuando son perpendiculares al mismo (Fig. 4.16). Los mayores valores de resistencia a la tracción, de 18,47 MPa y 21,88 MPa, se midieron en las probetas con venas que se disponían a 40° y 50 ° respecto a la horizontal y que produjeron fracturación de tipo central.

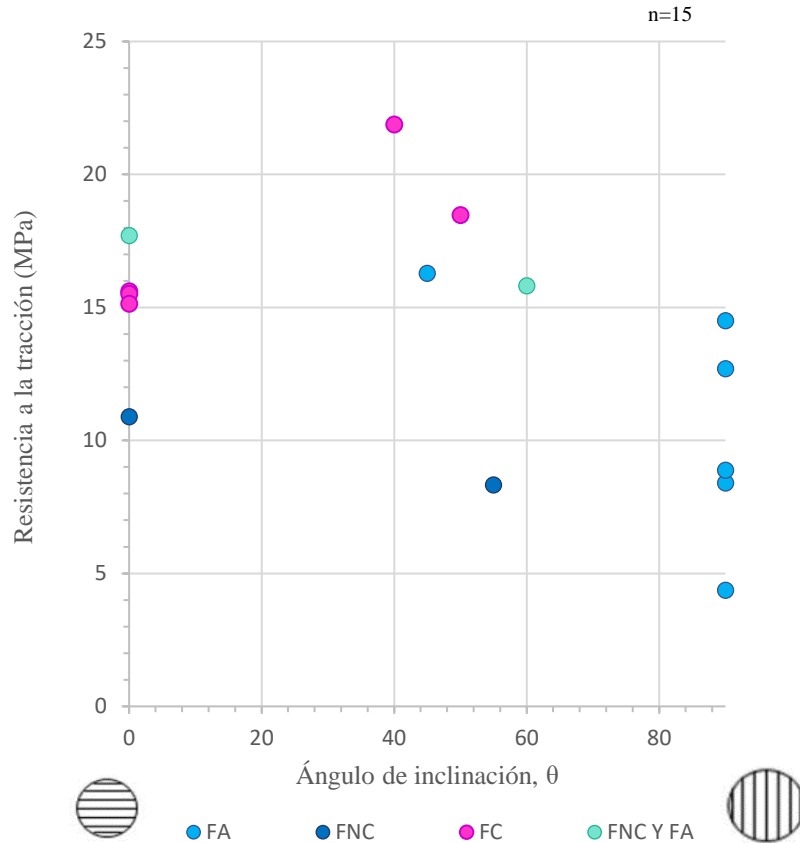


Figura 4.16- Valores de resistencia obtenidos para las probetas según el ángulo de inclinación de la orientación preferente de las venas y el tipo de fracturación.

4.3.9. Determinación de la velocidad de propagación del sonido

A partir del equipo de ultrasonidos, se midieron las velocidades de las ondas P (V_p) y de las ondas S (V_s) y se comprobó que los valores de V_p apenas variaban si se medían con los transductores de 54 kHz o 5000 kHz (Anexo IV a). Las velocidades de las ondas P presentaron valores entre 5945 m/s y 6434 m/s, con un valor promedio de 6275 m/s, mientras que las velocidades V_s variaron entre 3226 m/s y 3386 m/s con un valor promedio de 3307 m/s.

La similitud entre los valores de las velocidades de las probetas BAS9VSA y BAS9VSB y el resto, confirmaron que la longitud de las probetas no parecía influir en los mismos, sin llegarse a producir ningún tipo de atenuación de las ondas al aumentar la longitud.

La relación V_p/V_s utilizada para conocer la fisuración y alteración del material, se obtuvo por medio de los valores de las velocidades, con un valor entre 1,84 y 1,94 (Tabla 4T) y son similares a aquellos obtenidos de las referencias bibliográficas de 1,84 y 2,08. Sin embargo, los datos de V_p y V_s utilizados en ese caso son bastante menores, de aproximadamente 5480 m/s y 2805 m/s respectivamente.

En cuanto a los módulos dinámicos, se calculó un módulo de rigidez o de cizalla (G) de 29,4 GPa, mayor que los 19 y 21 GPa obtenidos a partir de las referencias bibliográficas. El módulo de Young (E) dinámico de 77 MPa de promedio, también presentó un valor mayor que aquellos adquiridos a través de la bibliografía de 50 y 56 GPa. Se calculó un coeficiente de Poisson (ν) de 0,31 de promedio, un poco mayor que el coeficiente obtenido a través del ensayo de resistencia a la compresión uniaxial de 0,23. Finalmente, el módulo de Bulk “ K ” presentó un valor de aproximadamente 67 GPa.

Tabla 4T – Resultados de las medidas de las velocidades de las ondas P y S , la relación V_p/V_s , el coeficiente de Poisson “ ν ” y los módulos elásticos dinámicos.

Referencia	V_p (m/s)	V_s 5000 kHz (m/s)	V_p/V_s	ν	E (GPa)	G (MPa)	K (MPa)
BAS9VS1	6223	3256	1,91	0,31	74,794	28513,3	66153,2
BAS9VS2	6265	3340	1,88	0,30	78,106	30006,9	65570,4
BAS9VS3	6151	3309	1,86	0,30	76,355	29448,9	62503,1
BAS9VS4	6430	3387	1,90	0,31	80,709	30850,3	70091,0
BAS9VS5	5945	3226	1,84	0,29	72,307	27996,7	57757,9
BAS9VS6	6193	3270	1,89	0,31	75,184	28769,6	64810,8
BAS9VS7	6390	3301	1,94	0,32	77,258	29309,3	70740,7
BAS9VS8	6251	3317	1,88	0,30	77,192	29598,6	65632,4
BAS9VS9	6276	3283	1,91	0,31	76,064	28997,0	67282,1
BAS9VS10	6386	3297	1,94	0,32	77,110	29248,1	70696,1
BAS9VS11	6434	3336	1,93	0,32	78,787	29928,9	71459,1
BAS9VS12	6294	3305	1,90	0,31	76,964	29383,0	67393,0
BAS9VS13	6380	3325	1,92	0,31	78,110	29730,6	69855,0
BAS9VSA	6158	3282	1,88	0,30	75,428	28974,7	63370,6
BAS9VSB	6352	3380	1,88	0,30	80,064	30736,4	67542,6
PROMEDIO	6275	3308	1,90	0,31	76,96	29432,8	66723,9

El otro tipo de medida, tomada transversalmente, permitió observar que el material era un poco anisótropo debido a que las velocidades de las ondas P eran más bajas (Anexo IV b), de 5951 m/s, que los valores tomados en esas mismas probetas longitudinalmente. La relación V_p/V_s , el coeficiente de Poisson y el módulo de Young también fueron menores en comparación. Esta anisotropía pudo ser debida a la microfracturación. Sin embargo, la variación entre las velocidades más rápidas y más lentas medidas en ese mismo plano transversal era mínima, lo que podía indicar que la microfracturación no tenía una orientación preferente.

Después de la deformación y rotura de las probetas llevada a cabo en el ensayo de resistencia a la compresión uniaxial, se volvieron a tomar medidas de cuatro de las cinco probetas ensayadas (Anexo IV c).

Se observó una disminución de las velocidades de las ondas P y S debido a las nuevas fracturas (Fig. 4.17). Las ondas P antes de la rotura presentaban velocidades entre 5945 m/s y 6434 m/s mientras que tras la rotura presentaban velocidades entre 5052 m/s y 6360 m/s.

La mayor variación se reconoció en los valores de las ondas S, cuyos valores iniciales de 3226 m/s y 3386 m/s se situaron entre 3031 m/s y 3271 m/s tras la deformación. En general, se puede observar que las velocidades de este material presentan poca dispersión en comparación con otras litologías consultadas.

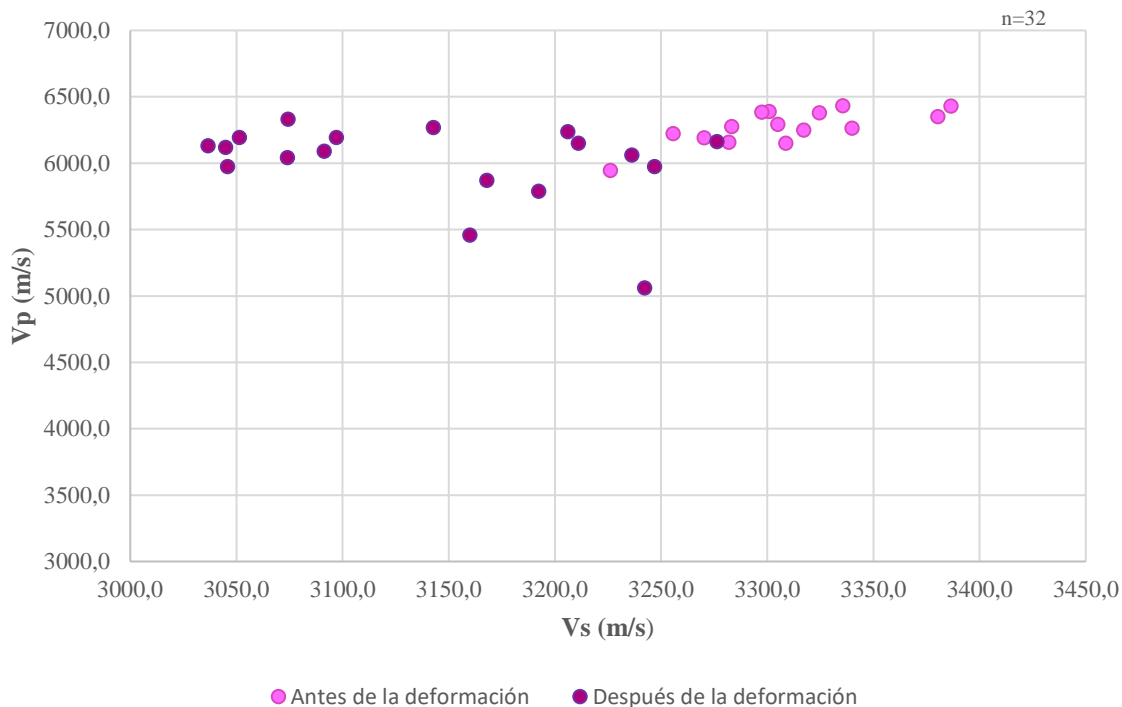


Figura 4.17- Velocidades de propagación de las ondas S frente a las ondas P según si las medidas se tomaron en las probetas antes o después del ensayo de resistencia a la compresión uniaxial.

5. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones extraídas en este Trabajo Fin de Máster a partir de los datos obtenidos en la parte del trabajo de campo se muestran a continuación:

- En la estación geomecánica levantada, se obtuvo que las rocas presentaron un grado de meteorización II, con una resistencia mecánica de aproximadamente 90 MPa medida a través del esclerómetro. Este valor se encuentra dentro del intervalo calculado con la apreciación cualitativa llevada a cabo con el martillo de geólogo.
- Se midieron tres familias principales de discontinuidades, incluyendo a la estratificación. Dos de ellas se situaban muy próximas entre sí, mientras que la tercera se situaba ortogonal a las otras dos. Las mediciones virtuales de las familias de discontinuidades realizadas en los dos Modelos Digitales de Afloramiento fueron muy similares a las de campo, aunque estas últimas presentaban una dispersión un poco menor. Los MDA permitieron una mayor toma de medidas, a pesar de que estas eran menos representativas al no abarcar todo el afloramiento.
- El análisis de las discontinuidades muestra varias características: el espaciado se definió como separado (entre 0,6 y 2 m); la continuidad se determinó como media, situándose entre 3 y 10 m; la abertura presentó un intervalo bastante amplio aunque la mayor parte de las medidas se integraron en un intervalo comprendido entre 0,1 y 1 mm; la rugosidad fue descrita como “Rugosa ondulada” pese a que cada familia presentó un valor de JRC distinto (entre 10 y 18), los cuales fueron calculados tanto en campo como a partir de los MDA, obteniendo valores muy similares; Los rellenos fueron bastante ocasionales; y finalmente, las discontinuidades estaban secas, presentando una resistencia promedio de las paredes de discontinuidades de cada familia comprendida entre 57 MPa y 75 MPa.
- El parámetro J_v presentó un valor entre 3 y 11 número de discontinuidades/m³, aunque la mayoría de los datos estaban comprendidos entre 8 y 10, correspondientes a bloques de tamaño mediano. En cuanto al RQD, presentó valores entre 85 y 90 %, lo que representó una buena calidad de macizo.
- El macizo se definió de calidad buena según las clasificaciones del RMR, de 76, y el GSI, 63-68, entre las cuales hubo una correlación mejor que con la Q, de 5,83, que representó una calidad media del macizo. Esta diferencia entre el RMR y la Q también se observó al aplicar las correlaciones propuestas por algunos autores.
- El módulo de Young de la roca intacta calculado indirectamente a partir de distintas ecuaciones estuvo comprendido entre 31,53 y 37,5 GPa. En cuanto al módulo de deformación del macizo rocoso, el valor obtenido a partir de algunas correlaciones determinadas, de 17,5 GPa, es muy similar a aquel obtenido utilizando el criterio de rotura de Hoek y Brown de 22,41 GPa.

Las principales conclusiones obtenidas de los materiales de laboratorio, son las siguientes:

- El RQD calculado a partir de los testigos de sondeo es de aproximadamente 90 %, muy similar al obtenido en campo. De ello, se concluye que ambos presentan un grado de fracturación muy similar, de calidad entre buena y muy buena.
- La observación macroscópica permitió describir esta roca como de color gris, aspecto masivo, textura microcristalina sin apenas contenido fósil, olor fétido al corte y venas de calcita. A partir de la observación microscópica, se obtuvo que la muestra presentó un tamaño medio de grano de 10 μm y la calcita constituyó aproximadamente el 96 % de la muestra, conformando principalmente la dolomita y los minerales de hierro el porcentaje restante. Con los ensayos de difracción y fluorescencia de rayos X, se confirmó que la muestra estaba formada mayoritariamente por calcita, entre el 92 y 98 % y podía contener hasta un 3 % de dolomita.
- Se determinó una densidad aparente que varió entre 2680,41 kg/m^3 y 2693,72 kg/m^3 y una porosidad abierta de promedio 0,46 %. La densidad real presentó un valor de 2703,14 kg/m^3 y se calculó una porosidad total comprendida entre 0,35 % y 0,84 %. El bajo porcentaje de porosidad cerrada indicó un grado de interconectividad elevado, de aproximadamente el 85 %.
- En lo que respecta a los ensayos de mecánica de rocas, la resistencia a la compresión uniaxial varió entre 40 y 80 MPa aproximadamente, siendo menor que la medida en campo de 90 MPa. Además, se midió un coeficiente de Poisson que varió entre 0,15 y 0,25 y un módulo de Young estático promedio de 23,58 GPa, menor que el calculado en campo (entre 31,53 y 37,5 GPa).
- Los valores de resistencia a la carga puntual corregido $I_{s(50)}$ variaron entre 0,47 y 3,8 MPa, produciéndose una fractura triple en la mayoría de las probetas. El resultado de la resistencia a la compresión uniaxial calculada indirectamente a partir de correlaciones fue muy similar a aquel obtenido en el laboratorio.
- La resistencia a la tracción indirecta presentó un valor entre 4,37 MPa y 21,38 MPa. Los resultados obtenidos mediante las correlaciones con la resistencia a la carga puntual o la compresión simple son bastante menos precisos que en otros casos, obteniendo un intervalo muy amplio y estimativo de la misma. En las probetas donde la orientación preferente de las venas era paralela al eje de aplicación de carga, la resistencia a la tracción fue mucho menor y se produjo fracturación de activación, mientras que en las que eran perpendiculares, la resistencia fue mayor y se produjo fracturación central o no central.



- Las velocidades de propagación de las ondas P variaron entre 5945,4 m/s y 6434,2 m/s mientras que las velocidades de las ondas S variaron entre 3226,1 m/s y 3386,5 m/s. La relación V_p/V_s presentó un valor entre 1,84 y 1,94. Se calculó un coeficiente de Poisson de 0,31 y un módulo de Young dinámico promedio de 77 MPa. Este valor es mucho mayor que el módulo de Young calculado en campo que varió entre 31,53 y 37,5 GPa. Finalmente, se observó una disminución en las velocidades medidas en las probetas tras la deformación y rotura producida en el ensayo de compresión uniaxial, presentando las ondas P valores entre 5052,8 m/s y 6360,5 m/s y las S valores entre 3031,7 m/s y 3271,1 m/s.

6. BIBLIOGRAFÍA

Abad Sánchez, Á. (2020): Estudio geotécnico y de peligrosidad por aludes en la carretera AS-253 (Cuevas-San Isidro). Trabajo Fin de Máster, Universidad de Oviedo, 78 pp.

Abad, J., Celada, B., Chacon, E., Gutierrez, V. y Hidalgo, E. (1983): Application of geomechanical classification to predict the convergence of coal mine galleries and to design their supports. En: *5th ISRM Congress, Melbourne*. OnePetro, pp. 15-19.

Alkorta-Lertxundi, A. A., Bernal, R. M., Ruiz, G. M. y Sánchez-Rodríguez, S. (2014): Geotechnical characterization and correlations obtained in Flysch units. En: *ISRM Regional Symposium-EUROCK 2014 (Vigo, España)*. OnePetro.

Alonso, F. J. (1986): *Caracterización petrofísica y alterabilidad de calizas y dolomías*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 309 pp.

Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J., Aller, J., Bastida, F., Farias, P., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1992): Estructura de la Zona Cantábrica. En: *Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Paleozoico Inferior de Ibero-América, pp. 423-434, Universidad de Extremadura.

Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J., Farias, P. y Heredia, N. (2019): Estructura de las unidades orientales de la Zona Cantábrica. En *Geo-guías 11: Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos* (Díaz Azpíroz, M. et al., eds.), pp. 39-48, Salamanca, Sociedad Geológica de España.

Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J. y Pulgar, J. A. (1991): Guía de Campo de la excursión nº2, Paleozoico de los valles de los ríos Bernesga y Luna. En: *VII Jornadas de paleontología*. Paleontología del Paleozoico, Universidad de Oviedo, 41 pp.

Alonso, J. L., Barrón, E., González-Fernández, B., Menéndez-Casares, E. y García-Ramos, J. C. (2018): Extensión e inversión tectónica alpinas en el área de Sariego. Control ejercido por la estructura varisca subyacente (Asturias, norte de España). *Trabajos de Geología*, 36: 45-60.

Alonso, F. J., Esbert, R. M. y Ordaz, J. (1987b): Caracterización del sistema poroso de calizas y dolomías. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (2): 226-237.

Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, eds). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 214-227.

Alonso, F. J. y Suárez Del Río, L. M. (1985): Velocidad de propagación de ondas en rocas carbonatadas. *Trabajos de Geología*, 15: 315-325.

Alonso, J. L., Vallaure, A. M. y Rodríguez, Á. S. (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*, 7 (4): 451-473.

Álvarez Manilla, A., Garnica Anguas, P. y Pérez Salazar, A. (2003): *Evaluación indirecta de los módulos elásticos de rigidez in situ y la relación entre V_p/V_s y el ángulo de fricción interna*. Publicación Técnica, Instituto Mexicano del Transporte, 34 pp.

ASTM 5873 (2017). Standard Test Method for Determination of Rock Hardness by Rebound Hammer Method.

Barton, N. (2002): Some new Q-value correlations to assist in site characterisation and tunnel design. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39 (2): 185-216.

Barton, N., Lien, R. y Lunde, J. (1974): Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mechanics*, 6 (4):189-236.

Bieniawski, Z. T. (1976): Rock mass classification in rock engineering applications. En: *Proceedings of a Symposium on Exploration for Rock Engineering* (Bieniawski, Z. T., ed.). A. A. Balkema, Johannesburg, pp. 97-106.

Bieniawski, Z. T. (1978): Determining rock mass deformability: experience from case histories. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 15 (5): 237-247.

Bieniawski, Z. T. (1989): *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. John Wiley & Sons, 272 pp, Nueva York.

Bieniawski, Z. T. (2011): Errores en la aplicación de las clasificaciones geomecánicas y su corrección. *Ingeopres: Actualidad técnica de ingeniería civil, minería, geología y medio ambiente*, 208: 10-21.

Broch, E. y Franklin, J. A. (1972): The point-load strength test. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 9 (6): 669-676.

Cameron-Clarke, I. S. y Budavari, S. (1981): Correlation of rock mass classification parameters obtained from borecore and in-situ observations. *Engineering Geology*, 17 (1-2): 19-53.

Comte, P. (1959): *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 440 pp.

Deere, D. U y Miller, R. P (1966): *Engineering Classification and Index Properties for Intact Rock*. En: *Rock Mechanics in Engineering Practice* (Stagg, K., Zienkiewicz, O., eds). London, 1-20.

- Espina, R. G., Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (2004): Extensión triásica en la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). SGE-IGME, Madrid, pp. 338-339.
- Galera, J. M., Álvarez y M., Bieniawski, Z. T. (2005): Evaluación del módulo de deformación en macizos rocosos: Comparación entre los ensayos presiométricos y dilatométricos con la predicción del RMR. *Ingeopres: Actualidad técnica de ingeniería civil, minería, geología y medio ambiente*, 142: 20-28.
- Gervilla, M., Beroiz, C., Pignateli, R., Baron, A., Coma, E., Felgueroso, C., Ramírez del Pozo, J. y Giannini, G. (1973): Mapa Geológico de España. E 1:50.000. Hoja 29 (Oviedo), Serie MAGNA. IGME.
- Ginkel, A.C. van (1965): Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34 (1): 1-225.
- Granero Castro, J., Ferrando Sánchez, M., Sánchez Arango, M. y Pérez García, J.R (2018): *Documento Inicial Estratégico. Revisión del Plan General de Ordenación de Siero*. TAXUS (Gestión Ambiental, Ecología y Calidad S.L), 108 pp.
- Gutiérrez Claverol, M. y Luque Cabal, C. (1993): *Recursos del subsuelo de Asturias*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 392 pp.
- Hoek, E. y Brown, E. T. (1997): Practical estimates of rock mass strength. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 34 (8): 1165-1186.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C. y Corkum, B. (2002): Hoek-Brown failure criterion-2002 edition. En: *NARMS-Tac 2002 conference*, Mining Innovation and Technology, pp. 267-273, Toronto.
- Hoek, E., Kaiser y P. K., Bawden, W. F. (1995): *Support of Underground Excavations in Hard Rock* (Balkema, A. A., ed). Rotterdam, 215 pp.
- ISRM (1981): *Rock characterization, testing and monitoring. ISRM suggested methods*. E.T. Brown, Pergamon Press., 211 pp., London.
- ISRM (1985): Suggested method for determining point load strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 22 (2): 51-60.
- Jullien, J. (1974): *Recherches sur les minéralisations fluorées liées à l'évolution du bassin permotriásique des Asturies (Espagne)*. Thèse Doctoral, Université de París VI, 298 pp.
- Julivert, M. (1967): La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1: 59-76.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, 270 (1): 1-29.

- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184 (3-4): 345-356.
- López López, M.T. (2012): *Mapa de rocas y minerales industriales de Asturias 1:200.000, memoria*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 332 p.
- Luque Cabal, C., Gutiérrez Claverol, M. A., y Pando, L. (2010): Contribución de la geología minera al conocimiento de la cuenca permotriásica asturiana. *Trabajos de Geología*, 30: 361-385.
- Marinos, P. y Hoek, E. (2000): GSI: A geologically friendly tool for rock mass strength estimation. En: *ISRM international symposium*. GeoEng 2000, pp. 1422-1446, Melbourne (Australia).
- Martínez-García, E. (1991): Hercynian synorogenic and postorogenic successions in the Cantabrian and Palentian zones, NW Spain. *Giornale Geologia*, 53: 209-228.
- Martínez García, E., Coquel, R., Gutiérrez Claverol, M., y Quiroga, J. L. (1998): Edad del "tramo de transición" entre el Pérmico y el Jurásico en el área de Gijón (Asturias, NW de España). *Geogaceta*, 24: 215-218.
- Meléndez Asensio, M (1992a): *Estudio hidrogeológico sobre la posibilidad de utilización de aguas subterráneas por Cadasa para la zona de Oviedo-Llanera-Noreña-Siero*. Instituto tecnológico GeoMinero de España, 33 pp.
- Meléndez Asensio, M (1992b): *Estudio hidrogeológico sobre las posibilidades de abastecimiento con agua subterránea a las zonas o núcleos de Tellego y la Mortera de Palomar (T.M. Ribera de Arriba)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 13 pp.
- Merino Tomé, O., Suárez Rodríguez, A., Alonso Alonso, J. L., González Menéndez, L., Heredia, N. y Marcos Vallauré, A. (2011): Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Principado de Asturias (Zonas: 1100-1000-1600). En: GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Editor: J. Navas. Disponible en: <http://cuarzo.igme.es/sigeco.default.htm>.
- Milla Rosales, M. D. (2017): Proyecto de construcción de un túnel carretero en la N-621 entre Asturias y Cantabria. Trabajo Fin de Grado, Universidad de Jaén, 245 pp.
- Miller, R.P. (1965): *Engineering classification and index properties for intact rock*. PhD Thesis, University of Illinois.
- MOP. Dirección general de carreteras y caminos vecinales (1971): *Estudio previo de terrenos. Autopista del Cantábrico. Tramo: Gijón-Avilés*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. 93 pp.

- Moreno Tallón, E. (1982): Comparison and application of geomechanics classification schemes in tunnel construction. En: *Tunnelling 82, 3rd International Symposium (Brighton)*. The Institute of Mining and Metalurgy, pp. 241-246.
- Palmström, A. (2005): Measurements of and Correlations between Block Size and Rock Quality Designation (RQD). *Tunnelling and Underground Space Technology*, 20: 362-377.
- Pieren, A. P., Areces, J. L., Toraño, J., y Martínez García, E. (1995): Estratigrafía y estructura de los materiales permotriásicos del sector Gijón-La Collada (Asturias). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 309-335.
- Rock-Color Chart Committee (1991): *Rock color chart: With genuine Munsell color chips*. The Geological Society of America., 9 pp., Boulder (Colorado).
- Rutledge, J. C. y Preston, R. L. (1978): Experience with engineering classifications of rock. En: *International Tunnelling Symposium, Tokyo*. Japan Tunnelling Association, A3: 1-7.
- Sanz López, J., y Blanco Ferrera, S. (2012): Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *Geo-Temas*, 13: 163-166.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. y Sanchez de Posada, L. C. (2013): Conodont chronostratigraphical resolution and *Declinognathodus* evolution close to the Mid-Carboniferous Boundary in the Barcaliente Formation type section, NW Spain. *Lethaia*, 46: 438-453.
- Servicio Científico Técnico (en línea): Fluorescencia de Rayos X y Microsonda Electrónica. Universidad de Oviedo (fecha de consulta: 25/11/2021). Disponible en: <https://www.sct.uniovi.es/unidades/analisis-estructural/fluorescencia/equipos>
- Suárez Rodríguez, A. (1988): Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 17: 87-101.
- Tavallali, A. y Vervoort, A. (2010): Effect of layer orientation on the failure of layered sandstone under Brazilian test conditions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47 (2): 313-322.
- Tejerina Lobo, L. y Vargas Alonso, I. (1980): Descripción geológica del distrito minero de La Collada (Fluorita teletermal, Asturias). *Tecniterrae*, 6 (35): 44-53.
- Termier, P. (1918) : Contributions à la connaissance de la tectonique des Asturies: Las Peñas de Careses, la zone anticlinale Careses-Fresnedo. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Institut de France*, 166: 709-713.

- Truyols, J., González-Lastra, J., Marquínez, J., Martínez-Díaz, C., Méndez-Fernández, C., Menéndez-Alvarez, J.R. y Sánchez Posada, L. (1980): Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa Area (Cantabrian Mountains, NW Spain). En: 9th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology, Urbana (U.S.A).
- UNE 22950-2: 1990 (1990): *Propiedades mecánicas de las rocas. Ensayos para determinación de la resistencia. Parte 2: resistencia a tracción indirecta (Ensayo Brasileño)*. AENOR, 2 pp.
- UNE 22950-5:1996 (1996): *Propiedades mecánicas de las rocas. Ensayos para determinación de la resistencia. Parte 5: resistencia a la carga puntual*. AENOR, 13 pp.
- UNE-EN 14579:2005 (2005): *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la velocidad de propagación del sonido*. AENOR, 15 pp.
- UNE-EN 1926:2006 (2006): *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la resistencia a la compresión uniaxial*. AENOR, 21 pp.
- UNE-EN 1936: 2006 (2006): *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total*. AENOR, 13 pp.
- UNE-EN 13925-1:2006 (2006): *Ensayos no destructivos. Difracción de rayos X aplicada a materiales policristalinos y amorfos. Parte 1: Principios generales*. AENOR, 25 pp.
- UNE-EN 12407:2007 (2007): *Métodos de ensayo para piedra natural. Estudio petrográfico*. AENOR, 19 pp.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J. C. y Suárez de Centi, C. (1986): The Jurassic Sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología*, 16: 121-132.
- Vega, L. C. S. (1974): Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de geología ibérica*, 1 (3): 1-100.
- Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Wagner, R. H., Winkler-Prins, C. F., y Riding, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León. *Trabajos de Geología*, 4: 603-665.
- Yagiz, S. (2009): Predicting uniaxial compressive strength, modulus of elasticity and index properties of rocks using the Schmidt hammer. *Bulletin of engineering geology and the environment*, 68 (1): 55-63.

APÉNDICE

SIGLAS Y SÍMBOLOS

Términos geográficos

CNIG	Centro Nacional de Información Geográfica
ETRS89	European Terrestrial Reference System (1989)
GIS	Geographic Information System
UTM	Universal Transverse Mercator (Sistema de Coordenadas Universal Transversal)
ZC	Zona Cantábrica

Organismos relacionados con la geología y/o geotecnia

AENOR	Asociación Española de Normalización y Certificación
ASTM	American Society for Testing and Materials
IGME	Instituto Geológico y Minero de España
ISRM	International Society for Rock Mechanics
MOP	Ministerio de Obras Públicas

Caracterización del macizo rocoso

Siglas

GSI	Geological Strength Index
IR	Índice de Recuperación
JCS	Joint Compressive Strength
JRC	Joint Roughness Coefficient
Jv	Número de discontinuidades por unidad de volumen
RMR	Rock Mass Rating
RQD	Rock Quality Designation
MDA	Modelo Digital de Afloramiento
SfM	Structure from Motion

Símbolos

E_i	módulo de elasticidad o de Young de la roca intacta
E_m	módulo de deformación del macizo rocoso
$\sigma_c \mid \sigma_{ci}$	resistencia a compresión simple de la roca matriz (MPa)
Q_c	valor normalizado de la Q de Barton
R	índice de rebote del martillo de Schmidt
γ	peso específico de la roca (kN/m^3).

Estudio petrográfico

LP	Luz Polarizada
LPA	Luz Polarizada y Analizada

Fluorescencia y difracción de rayos X

LOI	Loss On Ignition
MO	Materia Orgánica

Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total

m_d	masa de la probeta seca (g)
m_h	masa de la probeta sumergida en agua (g)
m_s	masa de la probeta saturada en agua (g)
ρ_{rh}	densidad del agua (kg/m^3)
ρ_b	densidad aparente de la probeta
ρ_r	densidad real de la probeta
V_b	volumen aparente de la probeta
V_o	volumen de poros abiertos de la probeta
p_o	porosidad abierta de la probeta
p	porosidad total

Resistencia a la compresión uniaxial

F carga de rotura

L valor medio de la longitud lateral

r radio de la probeta

 ϵ_L deformación**Resistencia a la carga puntual**

D distancia entre los puntos de aplicación de la carga

W ancho de los bloques (diámetro de las probetas)

 D_e diámetro equivalente

F factor de corrección

 I_a índice de anisotropía I_s resistencia a la carga puntual no corregido $I_{s(50)}$ resistencia a carga puntual para $D_e = 50$

P carga

Resistencia a tracción. Determinación indirecta

D diámetro de la probeta ensayada

P carga de rotura

e espesor de la probeta ensayada

 σ_t resistencia a la tracción de la probeta Θ ángulo de inclinación

FA Fractura de Activación

FC Fractura Central

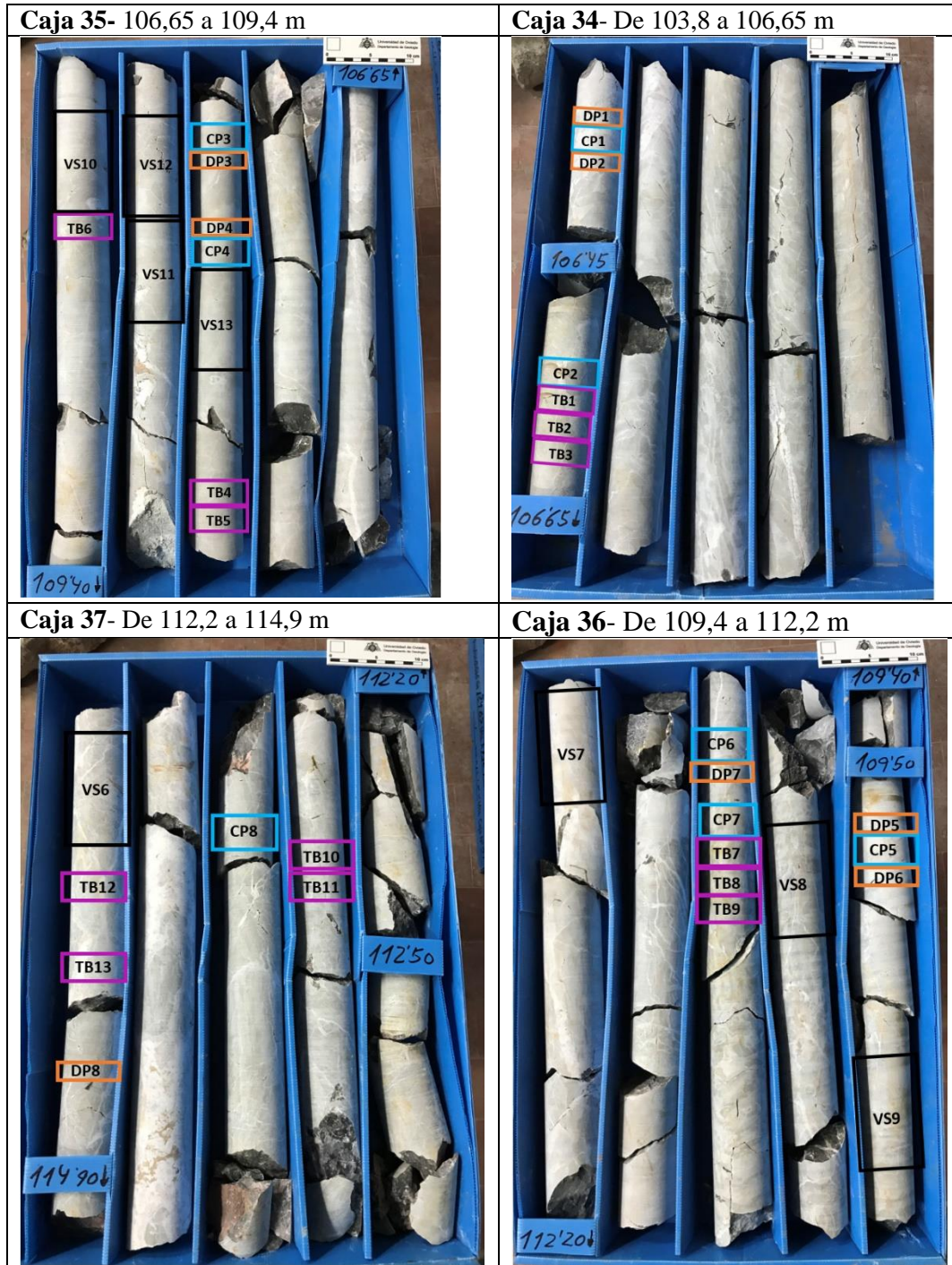
FNC Fractura No Central



Velocidad de propagación del sonido

V_p	velocidad de ondas P
V_s	velocidad de ondas S
ν	coeficiente de Poisson
E	módulo de Young
G	módulo de rigidez o de cizalla
K	módulo de Bulk o de compresibilidad

ANEXO I



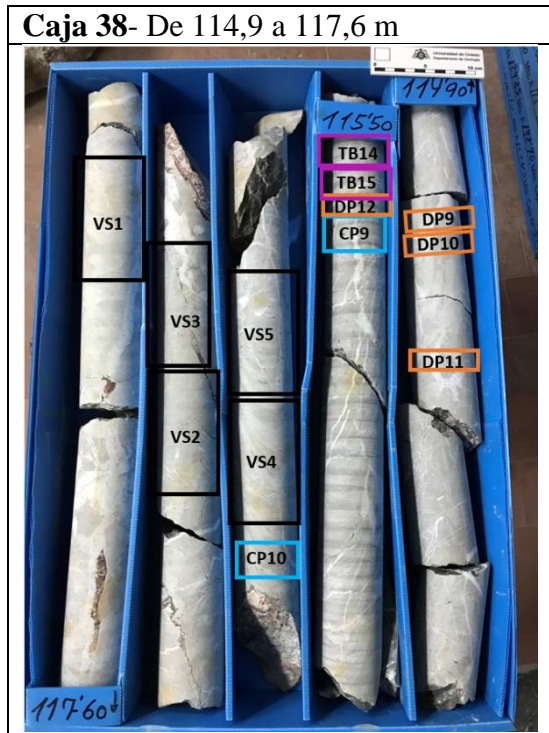


Figura I 1- Fotografías de las cajas de los testigos del sondeo S9. Se indican las profundidades, las zonas donde se han extraído las probetas, la referencia correspondiente y el tipo de ensayo según el color (azul: resistencia a la carga puntual; naranja: propiedades físicas; morado: resistencia a la tracción indirecta; negro: velocidad de propagación del sonido y resistencia a la compresión uniaxial).

ANEXO II

Tabla II a- Probetas utilizadas para la descripción macroscópica y microscópica.

Descripción macroscópica	
Referencia	Profundidad (m)
BAS9VS3	116,6
BAS9VS12	108,44
Descripción microscópica	
Referencia	Profundidad (m)
BAS9LD1	108 ,00
BAS9LD2	106,25

Tabla II b- Altura de las probetas para el ensayo de determinación de la densidad aparente y la porosidad abierta.

Determinación de la densidad aparente y la porosidad abierta		
Referencia	Altura (cm)	Profundidad inicial (m)
BAS9DP1	2,10	106,25
BAS9DP2	1,90	106,30
BAS9DP3	2,00	107,91
BAS9DP4	1,90	107,95
BAS9DP5	2,10	109,56
BAS9DP6	2,00	109,62
BAS9DP7	1,80	110,65
BAS9DP8	1,90	114,72
BAS9DP9	1,90	115,04
BAS9DP10	2,00	115,06
BAS9DP11	2,10	115,18
BAS9DP12	1,80	115,58

Tabla II c- Diámetro y altura de las probetas utilizadas para el ensayo de resistencia a la compresión uniaxial y profundidad del material utilizado para cada una de ellas.

Ensayo de resistencia a la compresión uniaxial			
Referencia	Altura (mm)	Diámetro	Profundidad inicial (m)
BAS9VS6	123,70	63,12	114,43
BAS9VS9	123,90	63,15	109,81
BAS9VS10	127,28	63,15	108,87
BAS9VS11	124,50	63,11	108,31
BAS9VS13	122,84	63,10	108,00

Tabla II d- Profundidad del material utilizado para realizar las probetas del ensayo de carga puntual y dimensiones de las mismas.

Ensayo de carga puntual			
Referencia	Profundidad (m)	W (diámetro) (mm)	D (altura) (mm)
BAS9CP1	106,32	63,13	34,13
BAS9CP2	106,50	63,05	37,25
BAS9CP3	107,88	63,12	34,65
BAS9CP4	107,97	63,08	34,17
BAS9CP5	109,58	63,11	37,60
BAS9CP6	110,62	63,05	33,70
BAS9CP7	110,67	63,11	34,90
BAS9CP8	113,35	63,11	34,25
BAS9CP9	115,60	63,05	34,36
BAS9CP10	116,44	63,07	32,80

Tabla II e- Diámetro y altura de las probetas realizadas para el ensayo de resistencia a la tracción indirecta y profundidad del material utilizado para cada una de ellas.

Ensayo de resistencia a la tracción indirecta			
N.º de referencia	Diámetro (mm)	Espesor centro (mm)	Profundidad inicial (m)
BAS9TB1	62,95	29,03	106,54
BAS9TB2	62,93	30,82	106,57
BAS9TB3	63,10	28,10	106,60
BAS9TB4	63,11	31,24	108,21
BAS9TB5	63,12	30,65	108,24
BAS9TB6	63,16	30,45	109,00
BAS9TB7	63,08	30,55	110,71
BAS9TB8	63,06	31,72	110,74
BAS9TB9	63,10	31,75	110,77
BAS9TB10	63,13	33,18	112,84
BAS9TB11	63,11	31,83	112,87
BAS9TB12	63,15	31,05	114,60
BAS9TB13	63,15	31,42	114,67
BAS9TB14	63,04	30,22	115,52
BAS9TB15	63,06	30,16	115,55

Tabla II f- Altura de las probetas para el ensayo de determinación de la velocidad de propagación de las ondas P y S.

Determinación de la propagación del sonido		
Referencia	Altura (cm)	Profundidad inicial
BAS9VS1	12,44	117,23
BAS9VS2	12,53	116,72
BAS9VS3	12,63	116,60
BAS9VS4	12,64	116,32
BAS9VS5	12,48	116,19
BAS9VS6	12,37	114,43
BAS9VS7	12,53	119,64
BAS9VS8	12,60	110,28
BAS9VS9	12,39	109,81
BAS9VS10	12,73	108,87
BAS9VS11	12,45	108,31
BAS9VS12	12,05	108,44
BAS9VS13	12,28	108,00
BAS9VSA	10,05	117,14
BAS9VSB	14,81	110,13

ANEXO III

Tabla III a- Espaciado de las discontinuidades para cada una de las familias según las medidas tomadas en campo o a través de los modelos digitales de afloramiento. La media ponderada se calculó a partir de la siguiente fórmula: $\text{Campo} \times 0,3 + \text{MDA 1} \times 0,45 + \text{MDA 2} \times 0,2$.

Discontinuidades	Campo	MDA 1	MDA 2	Media ponderada
Familia 1- S ₀	1,5 m	1 m	1 m	1,15 m
Familia 2- J1	2 m	1,5 m	1,5 m	1,65 m
Familia 3- J2	1 m	1 m	0,7 m	0,92 m

Tabla III b- Medidas de la continuidad de las discontinuidades tomadas en campo y a través de los modelos digitales de afloramiento. Para el valor final se utilizó el mayor valor medido. Hay que tener en cuenta que estas medidas están limitadas por la extensión del afloramiento y en algunos casos podrían ser mayores.

Discontinuidades	Campo	MDA 1	MDA 2	Valor final
Familia 1- S ₀	7 m	5 m	3 m	7
Familia 2- J1	4 m	4 m	3 m	4
Familia 3- J2	3 m	4 m	2,5 m	4

Tabla III c- Cálculo del RMR de Bieniawski (1989) para la estación geomecánica 1 (EG-1).

Parámetro	Rango de valores seleccionado	Valoración
σ_{ci} (MPa)	50-100	7
RQD (%)	75-90	17
Espaciado	0,6-2 m	15
Longitud (m)	3-10 m	2
Abertura	0,1-1 mm	4
Rugosidad	Rugosa	5
Relleno	Ninguno	6
Alteración	Lig. alterado	5
Agua en juntas	Seco	15
	Total	76
Macizo de clase II, Bueno		

Tabla III d- Índice de resistencia geológica o GSI para macizos rocosos fracturados (Marinos y Hoek, 2000). En morado se encuadran los valores seleccionados para la EG-1.

ESTRUCTURA DEL MACIZO ROCOSO	CONDICIONES DE LOS LABIOS DE LAS DISCONTINUIDADES				
	MUY BUENA	BUENA	MEDIA	MALA	MUY MALA
<p>INTACTO O MASIVO Muestras intactas de roca o macizos rocosos masivos con pocas discontinuidades muy espaciadas.</p>	90			N/A	N/A
<p>FORMADO POR BLOQUES Macizo rocoso consistente en bloques cúbicos delimitados por tres familias de discontinuidades, con los bloques bien encajados.</p>	80	70			
<p>FORMADO POR MUCHOS BLOQUES Macizo rocoso formado por bloques angulares de muchas caras delimitados por cuatro o más familias de discontinuidades. Los bloques están encajados pero sólo parcialmente.</p>		60			
<p>FORMADO POR MUCHOS BLOQUES, DISTORSIONADO Y BANDEADO Plegado con muchos bloques angulares formados por la intersección de muchas familias de discontinuidades. Planos de estratificación o de esquistosidad persistentes.</p>			50		
<p>DESINTEGRADO Macizo rocoso muy fracturado con una mezcla de bloques angulares y redondeados débilmente encajados.</p>			40	30	
<p>LAMINADO Y CIZALLADO Debido a la existencia de numerosos planos débiles muy próximos de esquistosidad o de cizalla, no existen bloques.</p>				20	
					10

Valor GSI= 63-68
Calidad del macizo rocoso
 ||
 Buena

NOTAS SOBRE LAS CONDICIONES DE LOS LABIOS DE LAS DISCONTINUIDADES
 MUY BUENA : superficies muy rugosas y sanas
 BUENA : superficies rugosas, ligeramente meteorizadas y teñidas de óxido
 MEDIA : superficies lisas y moderadamente meteorizadas y alteradas
 MALA : superficies con espejos de falla y altamente meteorizadas, con rellenos de fragmentos angulares o con recubrimientos compactos
 MUY MALA : superficies con espejo de falla altamente meteorizadas con recubrimientos o rellenos de arcillas blandas

Tabla III e- Clasificación Q de Barton et al. (1974) aplicada a la EG-1.

Parámetro	Descripción seleccionada	Valoración
RQD Calidad de la roca	Buena	87,5
Índice de diaclasado (Jn)	Tres familias	9
Índice de rugosidad (Jr)	Ondulada, rugosa o irregular	3
Índice de alteración (Ja)	Paredes algo alteradas, sin alteraciones arcillosas o reblandecibles, partículas arenosas, etc.	2
Coefficiente reductor por la presencia de agua (Jw)	Excavaciones secas o pequeñas filtraciones locales	1
S.F.R Factor de reducción de tensiones	Tensiones bajas, cerca de la superficie	2,5
Valor Q	$\frac{RQD}{J_n} \cdot \frac{J_r}{J_a} \cdot \frac{J_w}{SRF}$	5,83
Valor Q_c	$Q \cdot \frac{\sigma_c}{100}$	5,2
Macizo de clase media		

ANEXO IV

Tabla IV a- Valores de las ondas P, medidas con transductores de distintas frecuencias, y de las ondas S.

Referencia	Longitud (mm)	Vp ₁ (m/s) 54 kHz	Vp ₂ (m/s) 5000 kHz	Vp _{1y2} (m/s)	Vs 5000 kHz (m/s)
BAS9VS1	124,45	6254	6192	6223	3256
BAS9VS2	125,33	6267	6263	6265	3340
BAS9VS3	126,31	6161	6140	6151	3309
BAS9VS4	126,43	6451	6410	6430	3387
BAS9VS5	124,85	5917	5974	5945	3226
BAS9VS6	123,70	6216	6170	6193	3270
BAS9VS7	125,35	6395	6384	6389	3301
BAS9VS8	126,05	6240	6261	6251	3317
BAS9VS9	124,27	6340	6211	6276	3283
BAS9VS10	127,28	6428	6343	6386	3297
BAS9VS11	124,50	6451	6418	6434	3336
BAS9VS12	120,55	6345	6244	6294	3305
BAS9VS13	122,84	6431	6329	6380	3324
BAS9VSA	100,51	6204	6111	6158	3282
BAS9VSB	148,14	6385	6318	6352	3380
PROMEDIO				6275	3308

Tabla IV b- Valores de las ondas P y S medidas en las probetas transversalmente. Se muestran las velocidades más rápidas (R) y más lentas (L) medidas en ese mismo plano.

Referencia	Diámetro (mm)	Vp R (m/s)	Vp L (m/s)	Vs R (m/s)	Vs L (m/s)	Vp/Vs	v	E(GPa)
BAS9VS9	63,15	5958	5639	3289	3222	1,78	0,27	72,402
BAS9VS10	63,15	6131	6072	3341	3306	1,84	0,29	76,614
BAS9VS11	63,11	5954	5954	3304	3287	1,81	0,28	74,741
PROMEDIO			5951		3292	1,81	0,28	74,59

Tabla IV c- Velocidades de las ondas P y S medidas antes y después de la deformación y rotura del ensayo de resistencia a la compresión uniaxial.

	Antes de la deformación		Después de la deformación de la probeta					
	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp (m/s)			Vs (m/s)		
			Max	Min	Promedio	Max	Min	Promedio
BAS9VS 6	6230	3270	5821	5163	5386	-	-	-
BAS9VS 9	6231	3283	6150	5497	5938	3235	3045	3143
BAS9VS10	6380	3297	6361	5068	5811	3245	3043	3139
BAS9VS11	6458	3336	6215	5053	5824	3271	3032	3137
PROMEDIO					5691			3143